

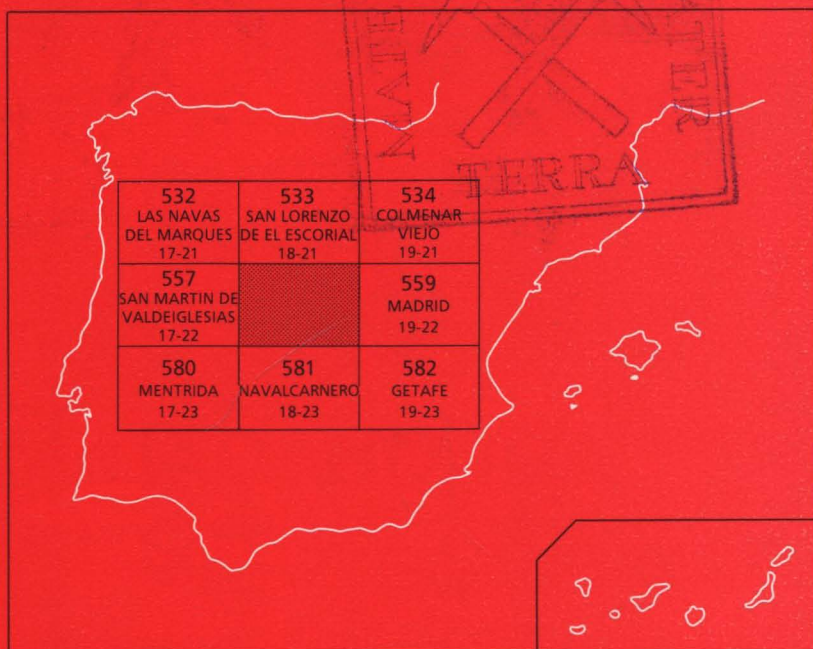


*Madrid
Cartografía Geológica*

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



MAJADAHONDA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

MAJADAHONDA

Segunda serie - Primera edición

MADRID, 1990

Fotocomposición: GEOTEM, S.A.
Imprime: Gráficas Loureiro, S.L.
Depósito legal: M-10379-1991
NIPO: 232-91-001-4

HAN INTERVENIDO:

J.M. Portero García.- Cartografía, secciones estratigráficas y Sedimentología del Mesozoico y terciario.

A. Pérez González (IGME).- Cartografía y secciones estratigráficas del Cuaternario, Edafología, Geomorfología.

J. Ramírez del Pozo (C.G.S.).- Micropaleontología.

M. Díaz Molina (UNIV. MADRID).- Secciones estratigráficas y sedimentología del Terciario.

A. Alonso Millán y R. Mas (UNIV. MADRID).- Secciones estratigráficas y sedimentología del Mesozoico.

J. Gallardo (INST. DE EDAFOLOGIA).- Edafología.

N. López Martínez (UNIV. MADRID).- Paleontología de Vertebrados.

F. González Lodeiro (UNIV. GRANADA).- Tectónica.

M.J. Aguilar (C.G.S.).- Petrografía y sedimentología de Laboratorio.

G. Cancer (C.G.S.).- Cartografía y petrografía de rocas ígneas y metamórficas.

M. Alvaro (C.G.S.).- Tectónica hercínica.

E. Ibarrola (INST. GEOLOGIA ECONOMICA, C.S.I.C.).- Análisis químicos y geoquímica.

M. Navidad (UNIV. C. MADRID).- Análisis químicos y geoquímica.

M. Peinado (UNIV. C. MADRID).- Cartografía y petrografía de rocas metamórficas.

C. Casquet (UNIV. C. MADRID).- Cartografía, petrografía de rocas ígneas y tectónica hercínica.

C. Villaseca (UNIV. C. MADRID).- Cartografía y petrografía de rocas ígneas.

F. Tornos (IGME).- Estudio de probetas pulidas.

Laboratorios de C.G.S.-Petrografía, calcimetrías, granulometrías.

Laboratorios del Dpto. de Petrología de la Universidad Complutense de Madrid.- Análisis químicos y probetas pulidas.

Laboratorio de Estratigrafía de la U. Complutense de Madrid.- Rayos X, Minerales pesados y ligeros.

Coordinación y dirección.- J.M. Portero (Posthercínico); M.J. Aguilar y J.M. Fuster (Rocas ígneas y metamórficas).

Supervisión y coordinación por el IGME.- A. Pérez González (Posthercínico) y C. Ruiz García (Rocas ígneas y metamórficas).

La presente Memoria ha sido redactada por J.M. Portero y A. Pérez González con la colaboración de M.J. Aguilar, M. Díaz Molina, A. Alonso Millán, R. Mas, J. Gallardo y F. González Lodeiro (Posthercínico) y por E. Ibarrola, M. Navidad, M. Peinado, C. Casquet, C. Villaseca, G. Cancer, M. Alvaro y M.J. Aguilar (Ciclo hercínico).

INTRODUCCION

La Hoja de Majadahonda se encuentra en las estribaciones centro meridionales de la Sierra del Guadarrama y forma parte de la submeseta meridional o Cuenca del Tajo. Pertenece en su totalidad a la provincia de Madrid.

La zona noroccidental se caracteriza por la existencia de un relieve medianamente accidentado desarrollado sobre los materiales ígneos que forman la rampa somontana de las estribaciones meridionales del Guadarrama. En esta zona la red fluvial de mayor orden discurre profundamente encajada en una degradada superficie de erosión que constituye la citada rampa. Las cotas oscilan entre 967 metros en el vértice de Roblazos (Fresnedillas de la Oliva) y 560 metros en el borde Oeste de la Hoja.

El resto de la Hoja está morfológicamente ocupada por las Campiñas con cotas que oscilan entre 750 y 480 metros. Presenta un relieve suave alomado en el que se conservan algunas plataformas elevadas. La red fluvial está moderadamente encajada; se desarrollan vegas más o menos amplias en el fondo de los valles a diferencia de lo que ocurre en la zona noroccidental. Tan solo existen fuertes encajamientos en el borde suroccidental de la Hoja, en la zona del meandro del río Perales. Este río junto con el Aulencia y Guadarrama constituyen la red fluvial principal, tributaria del Tajo.

La densidad de población es elevada destacando las poblaciones de Villaviciosa de Odón, Majadahonda, Las Rozas, Valdemorillo y Brunete, así como numerosas urbanizaciones de chalets que cubren gran parte de la Hoja y entre las que sobresalen: Bonanza, Las Lomas, Olivar de Mirabal, El Bosque, Villafranca del Castillo, Los Rosales, Guadamonte, Cerro Alarcón, Puente La Sierra, Jarabeltrán y Mirador del Romero.

El resto del territorio se dedica a las labores agrícolas predominando los cultivos de secano (cereales y vid). Son muy abundantes las dehesas que explotan la ganadería y los recursos cinegéticos de la zona que son muy importantes. En las vegas de los ríos se implantan numerosas huertas.

Desde el punto de vista geológico la hoja se sitúa en el límite meridional entre el complejo ígneo-metamórfico del Sistema Central y la Cuenca meso-terciaria del Tajo.

Según BELLIDO *et al*, (1981) esta zona se enclava en el Dominio Central del Sector del Sistema Central situado al Este de Gredos. Este dominio se extiende entre la falla de La Berzosa-Riaza y el afloramiento metamórfico de El Escorial-Villa del Prado. Se caracteriza por aflorar exclusivamente series preordovícicas afectadas por un metamorfismo regional de grado medio y alto, la gran extensión de las áreas que alcanzan el grado de anatexia y la presencia de gran número de cuerpos intrusivos de granitoides tardihercínicos.

Este sector de la Cuenca meso-terciaria del Tajo sigue definido por la presencia de Cretácico marino y Paleógeno continental residuales y muy desmantelados. El relleno neógeno de esta zona de la Cuenca, está constituido por potentes series de arcosas que se conocen en la literatura como *Facies Madrid* (RIBA, 1957, BENAYAS 1960). El Cuaternario está casi exclusivamente representado por los depósitos fluviales de los ríos mayores: el Guadarrama, Aulencia y Perales.

1. ESTRATIGRAFIA

En la Hoja de Majadahonda se reconocen claramente dos dominios. El cuadrante noroccidental está ocupado por el complejo ígneo-metamórfico del Sistema Central y cortejo filoniano acompañante. En el sector ocupado por la Hoja y zonas próximas se reconocen series con alto grado de metamorfismo, preordovícicas y granitoides intrusivos hercínicos tardíos. El resto de la Hoja está ocupado por materiales que pertenecen al Cretácico, Paleógeno, Mioceno y Cuaternario.

1.1. PREORDOVICICO

Está constituido por una serie de rocas metamórficas que afloran formando una banda que bordea, por el SE, al macizo de granitoides, de unos 10 km de anchura media.

Se distinguen dos unidades diferentes: metasedimentos y ortogneises glandulares intrusivos en los anteriores. Los metasedimentos constituyen un grupo litológico variado que incluye metapelitas, rocas de silicatos cálcicos, metasamitas plagioclásticas (gneis plagioclástico) y metacuarcitas, de los que solamente los primeros tienen entidad suficiente para ser cartografiados, sin que puedan aportarse datos sobre el espesor de las series, etc.

Los materiales mencionados afloran con más amplitud en otras localidades del Sistema Central, pues son comparables a los gneises esquistosos y plagioclásticos de El Escorial-Villa del Prado (PEINADO, 1973), a las formaciones descritas en La Cañada (FUSTER Y MORA, 1970 y CAPOTE, 1973) y a parte de la Formación Buitrago (FERNANDEZ CASALS, 1974), donde se les ha asignado una edad Preordovícica. Por otra parte, la edad de la intrusión correspondiente a los ortogneises glandulares en áreas próximas que se sitúa en la base del Ordovícico (VIALETTE *et al.*, 1987) confirman la edad Preordovícica de los materiales en los que hicieron intrusión.

1.1.1. Paragneises esquistosos y gneises bandeados (8)

Son el resultado de la transformación metamórfica de los materiales pelíticos, según su grado de migmatización. Muestran una alternancia milimétrica a centimétrica de bandas micáceas entre microlitos cuarzo-feldespáticos, por segregación metamórfica. Localmente muestran agregados policristalinos facoidales de aspecto pseudoglandular.

En cuanto a los términos litológicos incluidos en los anteriores y no cartografiables, las rocas de silicatos cálcicos están representadas por **boudins** de 3-4 cm de anchura, de color verdoso, finamente bandeados. Los términos plagioclásticos y cuarcíticos afloran en el sector meridional y como **septa** en los leucogranitos y pegmatitas que los inyectan profusamente.

La descripción detallada de estos tipos litológicos se harán en el capítulo de Petrología.

1.2. CRETACICO

El Cretácico de la Hoja es conocido desde antiguo bajo la denominación de Cretácico de Valdemorillo.

ROYO GOMEZ (1928) cita la existencia de Cretácico en los alrededores de Valdemorillo

aludiendo al pequeño espesor que alcanzan en la zona. GALVEZ CANERO y SOLER (1941) cartografían los afloramientos cretácicos en la Hoja geológica 1:50.000 (primera serie). Estos afloramientos también son citados por FUSTER y DE PEDRO (1954) y PEREZ REGODON (1970) así como en el mapa 1:200.000 Síntesis de la cartografía existente (Hoja 45 Madrid). Los trabajos de mayor interés realizados sobre el Cretácico aflorante al Norte de Madrid, son los de ARIAS ORDAS (1969), CORCHON (1976) y NODAL RAMOS *et al.*, (1976) en la zona de Guadalix de la Sierra-Torrelaguna y Valdesotos. ALONSO (1981) estudia estratigráfica y sedimentológicamente el Cretácico de la provincia de Segovia, definiendo formalmente las unidades litoestratigráficas del mismo, que se recogen en los trabajos de síntesis del Cretácico en España por FLOQUET *et al.*, y ALONSO *et al.*, (1982). ALONSO y MAS (1982) estudian el Cretácico de la zona de Tamajón-Torrelaguna y Valdemorillo y posteriormente realizan la correlación de estas series con las situadas al Norte del Sistema Central, estableciendo la evolución paleogeográfica para este sector durante el Cretácico.

En la cartografía se han diferenciado dos unidades cartográficas que se describen a continuación. Para su estudio se ha levantado la sección de Valdemorillo. Tiene un espesor total de 30 metros.

1.2.1. Fm. Arenas de Utrillas. Arenas caoliníferas, arenas (9). Turoniense

Afloran formando una estrecha banda discontinua entre el río Aulencia y el norte de Quijorna. Reposa siempre mediante discordancia angular sobre gneises glandulares. La alteración, arenización y caolinización del sustrato gneísico es muy intensa pudiendo penetrar varios metros, y en ocasiones resulta difícil precisar el límite gneis/arenas sobre el terreno.

La unidad es equivalente de la Fm. Arenas de Utrillas y tiene un espesor comprendido entre 4 y 6 metros. En muchas ocasiones resulta imposible de separar cartográficamente de los términos basales arenosos de la unidad suprayacente, cuando estos no se encuentran cementados y carecen de intercalaciones arcillosas (Fm. Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña), como ocurre en el corte de Valdemorillo.

Está constituida por arenas arcósicas gruesas y heterométricas con niveles de cantos angulosos de cuarcita.

Los cantos a veces constituyen los depósitos residuales de la base erosiva de canales que están rellenos por estratificación cruzada de surco. Las secuencias escasamente se conservan o están muy removilizados los materiales o están truncadas y se interpretan como pertenecientes a un medio fluvial, sin poder precisar más, en una zona donde los canales se autodigieren una y otra vez enmascarando sus características.

La edad de la unidad es incierta y presenta una fuerte diacronía. Puede ir desde Cenomaniense superior (sector de Torrelaguna) y ser hasta Turoniense en la Hoja de Majadahonda.

1.2.2. Areniscas arcósicas, microconglomerados calcáreos, calizas arenosas, calizas recristalizadas, calizas margosas, dolomías y margas (10). Cretácico superior

Aflora en las mismas zonas que la unidad anterior. Da origen a morfologías de cuestras y *hog-backs*.

Está constituida por varios tramos que representan la suma de algunas formaciones de las definidas por ALONSO (1981), FLOQUET *et al.*, y ALONSO *et al.*, (1982), que incluyen importantes interrupciones estratigráficas. De muro a techo son:

- Arenas arcósicas finas, areniscas arcósicas con microconglomerados en la base y areniscas y lutitas. En algunas zonas el conjunto está débilmente cementado por carbonatos. En el corte de Valdemorillo tiene un espesor de 9 metros. Es equivalente de la Formación **Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña**.

Se distinguen dos asociaciones de facies. La primera de ellas está formada por secuencias clásicas de llanura de mareas siliciclástica (y mixta). Son de tipo *shallowing upward* y pasan de términos intermareales bajos a altos e incluso supramareales (arenas finas micáceas con *flaser*, arenas con *ripples* de oscilación e interferencia, arcillas con estratificación lenticular). La segunda asociación de facies corresponde a canales mareales dentro de la llanura, pues presenta secuencias que comienzan con bases erosivas y *lags* de cantos a las que siguen arenas homométricas con estratificación cruzada, en general de surco. Algunas terminan en facies de llanura intermareal - intercanal y están fuertemente bioturbadas a techo.

La edad de esta formación se supone Turoniense por correlación con unidades bien datadas (Margas de Picofrentes, FLOQUET *et al.* 1982).

- Microconglomerados con cemento calcáreo que hacia el techo pasan a calizas recristalizadas arenosas (microconglomeráticas). En la columna de Valdemorillo tienen un espesor de 5 metros. Son equivalentes al **Miembro Dolomías de Montejo de la Formación Calizas y dolomías de Castrojimeno**.

Las calizas superiores son pseudoesparitas arenosas (con 20-30% de cuarzo, 5%-10% de feldspatos e intraclastos), calizas arenosas con oolitos, intraclastos y fósiles (fragmentos de rudistas, gasterópodos, lamelibranquios y foraminíferos).

Se trata de depósitos de barras. La influencia de la línea de costa muy próxima, se manifiesta por la gran cantidad de elementos siliciclásticos aportados a las barras o *megaripples* calcareníticos, particularmente en la base de la unidad. Aunque se aprecian varios impulsos la tendencia general es claramente de somerización hacia el techo, pues se empiezan a reconocer estromatolitos desarrollados sobre barras de calcarenitas y zonas micriticas de sombra entre ellas. Se interpretan como barras costeras de gran influencia de terrígenos, posiblemente por aportes fluviales próximos, aunque dadas las características de afloramiento aislado y de escaso desarrollo, su interpretación es muy dificultosa.

En la Hoja contienen: *Quinqueloculina* sp., *Idalina antiqua* D'ORB., *Vidalina hispanica*

SCHLUMB, *Cuneolina* cf. *pavonia* D'ORB, *Sgrosella parthenopeia* DE CASTRO y *Dicyclina schlumbergeri* MUN-CHALM y se datan tentativamente como Santoniense, probablemente Santoniense superior.

Como se ve en la Hoja faltan probablemente el Coniaciense y parte del Santoniense.

- Calizas recrystalizadas con laminación criptagal, oncolitos y niveles de brechas y calizas margoso-limosas, hacia la base algo arenosas. Contienen intraclastos y arena y limo de cuarzo. En la columna de Valdemorillo tienen un espesor de 4 metros. Son equivalentes de la **Formación Calizas del Burgo de Osma** de edad Santoniense superior-Campaniense. La asociación de facies observada comienza por dolomías o calizas recrystalizadas) de algas (con algunos niveles de brechas de cantos planos y terminan con dolomías oncolíticas, posiblemente relacionadas con charcas (*ponds*) donde se acumulaban los oncolitos. Se interpretan pues como depósitos de llanura de mareas carbonatada con predominio de los términos supramareales.

- El tramo superior del Cretácico de Valdemorillo, falta en muchas ocasiones por erosión pre o intrapaleógena. Está constituido por lutitas negras y grises a las que siguen dolomías margosas grisáceas y amarillentas deleznales y margas dolomíticas grises y amarillas con intercalaciones de dolomías brechoides. Tiene un espesor de 7 metros y se correlaciona con la Formación Dolomías y margas de Valle de Tabladillo, a la que se le asigna una edad Campaniense sin que se pueda descartar la posibilidad de que parte del Maastrichtiense esté también representado.

No se ha apreciado secuencialidad en la asociación de facies presente, que consiste fundamentalmente en margas grises y amarillas y dolomías de aspecto brechoide y con *mud-cracks*. Ocasionalmente hay niveles bioturbados y con moldes de lamelibranchios (incluso algún rudista) y arcillas grises con restos vegetales.

En principio se interpreta como un medio de *lagoon*-llanura de mareas-supramareal, muy restringido, con algunas episodios de salinidad más próxima a la marina normal y otros de contaminación de agua dulce procedente del continente próximo.

1.3. PALEOGENO Y MIOCENO INFERIOR (?)

El Paleógeno de la Hoja de Majadahonda aparece citado por primera vez por GALVEZ CANERO y SOLER (1941) en la Hoja geológica 1:50.000 primera serie de Villaviciosa de Odón. FUSTER y DE PEDRO (1954) hacen referencia la existencia de estos materiales adosados al Cretácico en la zona de Valdemorillo. También aparecen menciones a estos terrenos en los trabajos de PEREZ REGODON (1970) y en el mapa 1:200.000 de Síntesis de la Cartografía existente. ESCORZA (1974) señala la existencia de sedimentos arcóscicos plegados, que atribuye al Paleógeno entre el río Alberche y Talavera de la Reina.

Estos materiales aparecen siempre muy recubiertos y en conjunto pueden distinguirse dos unidades mayores cuyas relaciones parecen ser de discordancia.

El Paleógeno de la Hoja de Majadahonda ha resultado totalmente azoico por el momento. Las atribuciones de edad se hacen por correlación, posición estratigráfica y relación con discontinuidades estratigráficas mayores.

1.3.1. Arenas y gravas. Fangos variolados (11). Nivel silicificado (12) - Paleógeno

Afloran en una estrecha banda discontinua de orientación NE-SO entre el río Aulencia y la finca el Salobral. Reposan mediante suave discordancia sobre le Cretácico superior o se encuentran cabalgadas por los materiales del complejo ígneo-metamórfico del Sistema Central.

La unidad cartográfica aparece siempre muy cubierta lo que dificulta su estudio estratigráfico y sedimentológico. Tiene un espesor total máximo, calculado sobre mapa del orden de 140 metros.

Está definida por una alternancia irregular de cuerpos canalizados extensos, rellenos de arena media gruesa y gravas de cuarzo y cuarcita, con niveles de lutitas con arena dispersa. Las lutitas se presentan muy edafizadas con variados colores debidos a procesos de oxidación-reducción.

Las arenas están compuesta por cuarzo (90%) y feldespato fundamentalmente potásico (10%) con restos de matriz arcillosa amorfa en el borde de algunos granos. La composición de la fracción pesada se da en el cuadro 1. La relación plagioclasas/feldespato potásico es de 1/7. La fracción de las lutitas está compuesta mayoritariamente por esmectitas (95%-100%) conservándose indicios de illita (0%-5%) y caolinita.

Por encima de estos niveles alternantes se sitúa un nivel silicificado (12) de 3 a 8 metros de espesor. Se trata de un sílex secundario, en probable relación con procesos edáficos. La silificación afecta a toda una secuencia de canales, a niveles carbonatados de tendencia pisolítica e incluso a rocas arcillosas caolíníticas.

Los términos superiores de esta unidad cartográfica son fundamentalmente arcillosos con coloraciones predominantemente rojizas.

Debido a los escasos y malos afloramientos sólo podemos indicar tentativamente que se trata de depósitos canalizados y de llanura de inundación, de facies medias y distales de abanicos aluviales, desarrollados en un clima cálido y húmedo con fuerte lavado de la sílice.

Estas unidades cartográficas se pueden correlacionar con los niveles inferiores del Paleógeno de la zona Salmantino-Zamarona:

Areniscas con Amatos, Salamanca y Río Almar de JIMENEZ FUENTES (1972, 1973, 1974) y Facies de Montamarta y Zamora de CORROCHANO (1977, 1979). Estos autores sitúan estas unidades por debajo de niveles con fauna del Luteciense medio y superior que en cronoes-tratigrafía continental equivalen aproximadamente al Rhenaniense superior. Por consiguiente deben ser considerados como pertenecientes al Paleoceno y Eoceno inferior y medio basal, aunque no puede descartarse la posibilidad de que en su base esté representado el Cretácico terminal.

MUESTRAS	PORCENTAJES DE MINERALES PESADOS TRANSPARENTES ENTRE SI																						
	Opacos naturales	Opacos de alteración																					
			Turmalina	Circón	Granate	Rutilo	Anatasa	Broquita	Titanita	Estaurrolita	Distena	Andalucita	Sillimanita	Epidota	Anfiboles	Piroxenos	Micas	Cloritas	Carbonatos	Sulfatos	Apatito	Monacita	Clinzoisita-
PALEOGENO																							
11	F	TR	72	2	2	1					2	21											
13	F		15	20	5	1	1			55	1						F						
13	F		7	10	9					72		1					E						1
13	E	TR	1	4	8					87							TR						
13	F		7	15	TR					74		1					TR						
13			TR	TR	TR					100	TR	TR											
NEOGENO																							
15	A		2	17	13							2					F				72		1
15			11	3	9					1	1	8	5	3							55	2	2
16	A		3	28	2			TR			1						A				67		
16	A			60							7	2		1							29		1
16	A		4	14						3	6	2		8			A				63		
17			6	10	9					2		3					E				61		
18 (arenas)	A		4	80	4							1		1			A			A	10		
18 (arenas)	A		TR	38	1												A	A			61		
18 (fangos)	F		57	2						4							A	A			31		
18 (fangos)	A		TR	20	11	2		2			2	2					A	A			59		2

CUADRO I. Mineralogía de las unidades estratigráficas 11, 13, 15, 16, 17 y 18. A: abundante; E: escaso; F: frecuente; TR: traza

1.3.2. Arcosas (13) Paleógeno - Mioceno Inferior (?)

Afloran, próximas al borde de los materiales ígneos, entre Quijorna y el borde occidental de la Hoja.

Están siempre muy recubiertas, siendo los afloramientos parciales. Las relaciones con la unidad infrayacente parecen ser de suave discordancia angular.

El espesor máximo visible en la Hoja, medido sobre mapa es del orden de los 900 metros, en los cuales solo ha podido ser levantada una columna parcial en el arroyo de Santibañas, con 67 metros de espesor.

Está formado por una alternancia irregular de niveles de arenas arcósicas gruesas subangulosas con hiladas de gravas y limos pardos con arena dispersa, siendo el paso entre ambos gradual.

Las gravas están compuestas fundamentalmente por cuarzo, feldespatos, rocas granitoides, gneises, apaitas, pegmatitas y pórfidos que alcanzan un tamaño máximo de 30 cm y medio de 5-7 cm.

Las arenas están compuestas por cuarzo (40%-60%), feldespato potásico (30%), plagioclasa muy alterada (10%-15%) y biotita, moscovita y apatito. La fracción pesada tiene una composición que se refleja en el cuadro 1.

Los limos presentan importantes alteraciones edáficas con colores *tacheté*.

La fracción arcillosa está compuesta por esmectitas (55%), illita (25%) e interestratificados 10-14 h (20%).

Hacia la zona de Quijorna los niveles lutíticos se hacen más potentes y aparecen a techo de los cuerpos arenosos, calizas de tipo suelo calcimorfo - caliza palustre. Las arenas están también parcialmente cementadas por carbonato cálcico generado en condiciones vadosas con episodios de saturación freática. Las calizas engloban granos angulosos de cuarzo (10%) y feldespatos (10%).

La sucesión vertical de esta serie se puede caracterizar por la superposición de cuerpos canalizados formados por terrígenos más o menos gruesos que en sentido vertical pasan a limos edafizados con arena dispersa. Los cuerpos canalizados pueden llegar a soldarse alcanzando espesores de 25 metros. El aspecto más frecuente es el masivo, probablemente debido a los procesos de alteración edáfica que borran las estructuras primarias.

Con los escasos datos disponibles estos sedimentos se interpretan como depositados en un ambiente continental pudiendo corresponder a depósitos fluviales o a un abanico. El gran espesor de estas facies y su extensión lateral nos hacen pensar en un modelo de abanico aluvial.

Esta unidad cartográfica se sitúa entre dos discordancias de orden mayor y sobre sedimentos correlacionables con los del Paleoceno-Eoceno inferior medio de Salamanca. Por su posición estratigráfica podrían ser equivalentes de la **Unidad detrítica inferior** o de la **Unidad detrítica superior** de DIAZ MOLINA (1978), sin que por el momento podamos precisar más. Su edad sería pues paleógena (Eoceno medio-Oligoceno superior) o incluso podría llegar al Mioceno inferior.

1.4. MIOCENO

Los materiales neógenos aflorantes en la Hoja de Majadahonda tienen composición arcósica y forman parte de la denominada Facies Madrid.

Desde el siglo pasado son numerosos los trabajos que se ocupan del estudio y descripción de los sedimentos neógenos que rellenan la Cuenca del Tajo. ROYO GOMEZ (1922 y 1926) sienta las bases para el conocimiento del relleno de la Cuenca. RIBA (1957) y BENAYAS (1960) ponen de manifiesto la existencia de cambios laterales y definen diferentes facies en base a la composición mineralógica de las mismas. ALIA (1960) atribuye las facies arcósicas al Plioceno y establecen la relación entre los diferentes rellenos y la tectónica profunda del zócalo que a su vez condiciona los cambios laterales de facies. En este trabajo y posteriormente: ALIA *et al.*, (1973) se reconoce la existencia de cinco discontinuidades con valor regional en los depósitos Neógenos. MARTIN ESCORZA y HERNANDEZ ENRILE (1973) y MARTIN ESCORZA (1974) hacen nuevas aportaciones para el conocimiento del Neógeno y Paleógeno arcósicos aflorantes al Oeste y Suroeste de Madrid y en el Norte de la provincia de Toledo. AGUIRRE *et al.*, (1976) sintetizan los datos faunísticos y eventos tectónicos de la cuenca estableciendo la existencia de las discontinuidades Castellana (PEREZ GONZALEZ *et al.*, 1971) en el Oligoceno superior, Neocastellana en el límite del Mioceno inferior-medio, Intravallesiense o Iberomanchegas 1 y 2 en el Plioceno superior. Las arcosas de Madrid se datan como Mioceno medio en base a las faunas encontradas. MARTIN ESCORZA (1976), establece la relación entre la actividad tectónica de las fracturas del basamento de la cuenca y la sedimentación, reconociendo la existencia de cinco discontinuidades (discordancias erosivas) en los depósitos del Mioceno y dos en los del Plioceno, VADOUR (1979) hace nuevas precisiones con respecto a la posición estratigráfica de las arcosas, que sitúa en niveles altos del Neógeno. GARRIDO MEGIAS *et al.*, (1980) dividen el relleno de la Cuenca en Unidades tecto-sedimentaria, separadas por rupturas de orden mayor. La unidad arcósica es considerada como de edad Plioceno inferior medio por GARRIDO MEGIAS *et al.*, (1982), correspondiendo a un relleno marginal de la Cuenca, mientras que en el centro de la misma habría erosión o no deposición. Esta atribución de edad no se basa en nuevos hallazgos paleontológicos sino en gran parte, en la interpretación estratigráfica derivada de la interpretación de perfiles sísmicos y olvida la existencia de datos paleomastológicos anteriores. ALBERDI *et al.*, (1983) sintetizan las faunas anteriormente conocidas con nuevos hallazgos paleontológicos, reconociendo la existencia de la **Unidad detrítica superior** de DIAZ MOLINA (1978) por debajo de la discordancia Neocastellana y que presenta facies arcósicas marginales solo visibles mediante sondeos. La **Unidad terminal** de la zona de Madrid es progradante sobre la anterior presentando en la base arcosas con costras calcáreas y sepolita (yacimientos de Moratines, O'Donell) y en la mitad superior una fuerte descarga detrítica arcósica (yacimiento de Paracuellos y Vallecas). Los datos faunísticos indican una edad

aragoniense (Mioceno medio, zonas MN4, MN5 y MN6) para las arcosas de la zona de Madrid. El yacimiento de Mirasierra estudiado por MAZO (en AGUIRRE *et al.*, 1976), se sitúa al Norte de Madrid en niveles estratigráficos relativamente altos de las arcosas de la Unidad terminal y parece indicar una edad aragoniense superior (MN7-8).

Las facies arcósicas continúan al Norte y Oeste de Madrid hasta el Sistema Central. El hallazgo de *Bunolistriodon* en los escapes del río Guadarrama de la Hoja de Majadahonda, por los autores de la Hoja, confirma una edad aragoniense inferior (Orleaniense, zonas MN4, MN5) para los términos inferiores arcósicos de esta zona.

En resumen los datos paleomastológicos conocidos en las arcosas de la zona de Madrid indican una edad aragoniense para estos depósitos (entre las zonas MN4 a MN7-8). Es indudable que los depósitos asociados a las plataformas de erosión-depósitos que culminan la serie (Vargas, Fuencarral, etc.), y que en muchas ocasiones son difícilmente separables de las arcosas aragonienses por su similitud de facies y por el estado de degradación de las formas, pueden pertenecer a épocas más recientes del Plioceno superior-Pliocuaturnario e incluso Pleistoceno.

El espesor total del Mioceno visible en la Hoja es de unos 350 metros.

1.4.1. Composición petrográfica y mineralógica de las Unidades cartográficas

En la cartografía se han diferenciado cinco unidades cartográficas en función de la granulometría, contenido en facies fangosas, geometría de los cuerpos de detríticos gruesos y presencia de procesos edáficos y cementaciones, ya que la composición petrográfica y mineralógica de las arcosas es bastante uniforme. Las relaciones laterales entre estas unidades se expresan en la fig. 1

Los fragmentos mayores de 1 cm están compuestos por granitos, pegmatitas, aplitas, pórfidos, cuarzo, feldespatos, gneises y esquistos. Todos ellos a excepción de los feldespatos, esquistos y pegmatitas pueden llegar al tamaño bloque grueso, superando incluso el metro de diámetro en algunas unidades.

Las gravas finas y arenas están formadas por granos subangulosos (y subangulosos a subredondeados en las facies más distales) de cuarzo (25%-45%), feldespato potásico (30%-40%), plagioclasa muy alterada (10%-20%), biotita (accesorio-10%) y moscovita. Son abundantes los granos compuestos cuarzo-feldespatos y ocasionalmente aparecen trazas de matriz sericitica. Se clasifican como arcosas.

La composición mineralógica de la fracción pesada se da en el cuadro 1. Los aspectos más sobresalientes que se deducen del análisis de minerales pesados son los siguientes. En primer lugar la elevada concentración de circón que presentan algunas muestras que puede estar en relación con la posición más distal de las mismas o con el lavado en paleosuelos. Otro aspecto muy destacable es la notable presencia de apatito, mineral de difícil conservación, lo que puede justificarse por tratarse de sedimentos recientes, con un transporte relativamente corto en un clima poco agresivo. También resalta la clara procedencia de áreas fuentes de

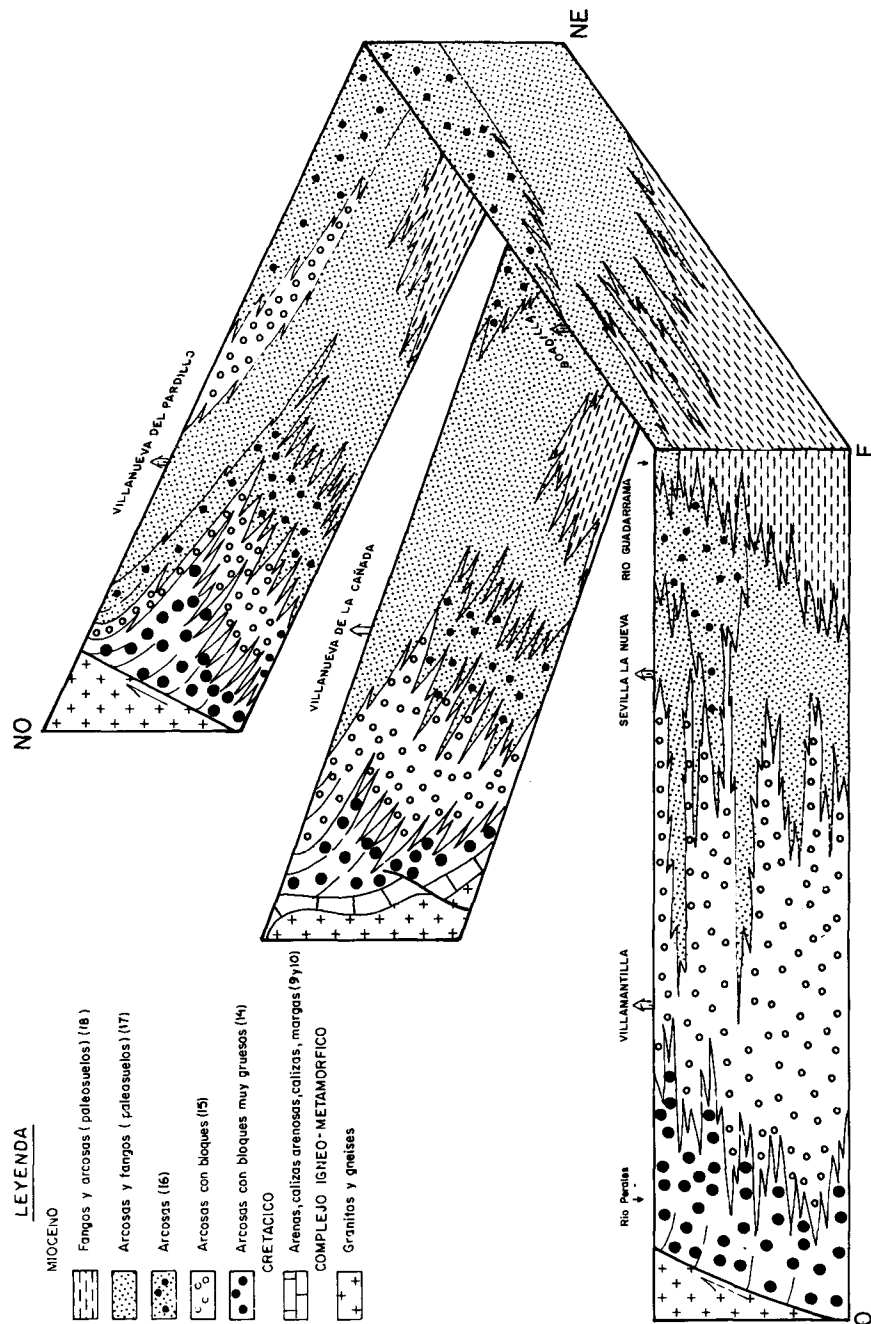


Fig. 1.— Esquema de las principales relaciones entre las Facies Arcóscas del Mioceno (Sin escala).

naturaleza plutónica, por contraste con las predominantemente metamórficas del Paleógeno más alto.

La fracción arcillosa de los niveles fangosos contiene normalmente esmectitas mayoritarias (80%-90%), illita (10%-15%) y caolinita (0%-5%). En las zonas con paleosuelos aumenta la proporción relativa de illitas y caolinitas y aparecen interestratificados 7-14 h.

1.4.2. Arcosas con bloques muy gruesos (14). Mioceno

Afloran en el suroeste de la Hoja (meandro del río Perales) y adosadas al frente morfológico de la sierra (arroyo de la Yunta, río Perales, arroyo de Quijorna y río Aulencia). Estos últimos afloramientos ocupan una posición basal en la serie neógena, mientras que los del río Perales abarcan la mayor parte de la sucesión estratigráfica.

Está constituida con bloques muy gruesos (incluso de más de 2 metros de diámetro en arroyo de Quijorna) con matriz de arena gruesa que pueden constituir un depósito caótico (arroyo de la Yunta) o formar niveles de 1-3 metros de espesor que alternan irregularmente con arena gruesa. En el meandro del río Perales puede alcanzar un espesor total de 120 metros y es característica la existencia de unidades deposicionales con geometría de capas tapizadas por las fracciones más gruesas. Ocasionalmente se han preservado arcillas rojas al techo de alguna secuencia. Las fracciones más gruesas tapizan las cicatrices que son canalizadas o planares o bien rellenan pequeños canales de forma lateral. Es frecuente la imbricación y no se han reconocido láminas. La arena gruesa y grava fina son en apariencia masivas aunque ocasionalmente se ha observado laminación paralela.

Las unidades secuenciales más abundantes las constituyen cuerpos con geometría tabular o canalizada, con un término inferior formado por cantos y bloques con imbricación y uno superior de arena gruesa o grava fina masiva o con laminación paralela. Los cuerpos tabulares implican una geometría de acreción horizontal propia de los abanicos aluviales en zonas proximales.

Los depósitos caóticos del arroyo de la Yunta representarían facies de ápice.

1.4.3. Arcosas con bloques (15). Mioceno

Afloran en el área del río Perales-Villamantilla-Sevilla la Nueva, Brunete, en la zona de Quijorna apareciendo algunos retazos al SE de Majadahonda y en la margen izquierda del río Guadarrama.

Normalmente ocupan una situación lateral, hacia la cuenca, con la facies más gruesas antes descritas.

Se trata de una alternancia irregular de niveles con gravas y bloques en matriz de arena gruesa con gravas finas y arenas gruesas. En la zona de Villamantilla-Río Perales estas fracciones rellenan canales que presentan una imbricación ostensible tanto en el sentido vertical como horizontal. El espesor de estos canales es relativamente regular y el valor

promedio oscila entre 0,8 y 2 metros, aunque ocasionalmente puede ser mayor. En sentido distal, hacia la Cuenca, pueden aparecer delgados niveles de fangos arcósicos con inicio de procesos edáficos semejantes a los que se describirán más adelante.

Los cantos y bloques se encuentran siempre asociados a la cicatriz de los canales. Forman normalmente el depósito de carga residual y estructuras de *cut and fill*, aunque las acumulaciones mayores pueden ser interpretadas como barras longitudinales. En los depósitos de carga residual se observa en alguna ocasión buena imbricación. Destaca la presencia de bloques solitarios que forman parte del tapiz de las cicatrices y que son acompañados de cantos con una gran diferencia de tamaño.

Las arenas y gravas finas superpuestas en cada canal, tienen facies con estratificación cruzada de gran escala de surco (o de dunas) o de estratificación cruzada planar de gran escala (*sand waves*). La primera es la más abundante. En la mayor parte de los casos la estructura es aparentemente masiva, distinguiéndose, ocasionalmente, láminas, por lo que el carácter masivo no parece un aspecto primario del sedimento.

A veces estos canales presentan una imbricación de canales menores que se pone de manifiesto por los *cut and fill*.

Por la organización de estos sedimentos se deduce un modelo de sedimentación de canales trenzados, que puede ser integrado en sistemas deposicionales de abanicos aluviales, cuyas facies más proximales y ápice estarían en relación con los depósitos de bloques muy gruesos (14) antes descritos.

1.4.4. Arcosas (16). Mioceno

Aparecen en diferentes posiciones estratigráficas. Sus principales afloramientos se sitúan en la zona de Majadahonda-Boadilla del Monte, río Aulencia, noroeste del río Perales y oeste de Sevilla la Nueva.

Se han estudiado en las columnas del Río Aulencia y Cantera de Majadahonda.

Están constituidas fundamentalmente por niveles de arena gruesa que pueden contener cantos en mayor o menor proporción, algún bloque aislado y nivelitos de arena fina. Entre estos niveles pueden aparecer esporádicamente niveles centimétricos de lutitas con arena dispersa (fangos) que pueden presentar señales de enrojecimiento por procesos edáficos. Estos niveles fangosos son muy esporádicos.

Se pueden identificar dos tipos de cuerpos litológicos: los que tienen contacto inferior erosivo y los que lo tienen neto.

Los cuerpos de contacto inferior erosivo tienen geometría de canal o son tabulares a escala de afloramiento.

Tienen espesores comprendidos entre 2 y 5 metros. Están formados por los tamaños más

groseros, pero ocasionalmente también algunos niveles son de arena fina. Las estructuras que se encuentran en el interior son en orden de menor abundancia: estratificación cruzada de gran escala de tipo surco, depósitos de carga residual, con o sin imbricación de cantos, *cut and fill*, estratificación cruzada de pequeña escala y barras de cantos. Se organizan de manera diferente en el interior de estos cuerpos: son la única estructura presente, formando un potente coset entre cicatrices, forman una secuencia decreciente, por ejemplo estratificación cruzada de dunas segunda de *ripples* o bien existen cicatrices en el interior del cuerpo indetectables por depósitos de *lag* y *cut and fill* en gravas.

Los cuerpos litológicos de contacto inferior neto tienen espesor centimétrico (a veces decimétrico) y están formados por las lutitas con arena arcósica dispersa.

Las características geométricas y de facies muestran analogías con las de los sedimentos de los sistemas trenzados (*braided*) correspondiendo las facies finas a fases de inactividad temporal o de abandono. La geometría total de estos sedimentos y sus relaciones espaciales con las otras facies, deducidas a partir de la cartografía, permiten integrarlos en sistemas deposicionales de tipo abanico aluvial.

1.4.5. Arcosas y fangos arcósicos (17). Mioceno

Son las facies más extendidas en las Hojas. Normalmente ocupan posiciones laterales y más distales, hacia la cuenca que la unidad antes descrita con la que está íntimamente relacionada.

Son en todo semejantes a la unidad de arcosas (8) diferenciándose exclusivamente en el mayor espesor y abundancia relativa que alcanzan los niveles de fangos arcósicos, que normalmente tienen potencia decimétrica. Es muy frecuente que estos niveles presenten señales de edafización con enrojecimiento, semejantes a los que se describirán en el apartado siguiente.

En niveles fangosos de esta unidad, en la margen izquierda del río Guadarrama (urbanización El Bosque), que se encuentran directamente superpuestos a las facies fangosas (15) y a la cota 615 m, se han encontrado las dos mandíbulas inferiores de un suido clasificado como *Bunolistriodon lockarti* que indica una edad aragoniense inferior (Orleaniense, zonas MN4, MN5).

Se interpretan igual que la unidad de arcosas, debiendo corresponder a facies más distales o laterales de los abanicos con mayor proporción de finos de llanura de inundación.

1.4.6. Fangos arcósicos y arcosas (18). Mioceno

Esta unidad aflora fundamentalmente en el valle del río Guadarrama.

Representan las facies más distales de los sistemas deposicionales existentes en la Hoja. Han sido estudiadas en los cortes del Río Guadarrama 1 y 2.

Están constituidas por una superposición de cuerpos fundamentalmente formados por

arena gruesa con cantos dispersos que pasan transicionalmente a fangos (limos con arena). El espesor de estas secuencias oscila entre 1,5 y 5 metros. Los fangos pueden llegar a ser mayoritarios en algunos puntos del sur de la Hoja.

Las secuencias que se suceden en sentido vertical están constituidas por tres términos. Los dos términos superiores pueden haber sido erosionados por la secuencia suprayacente. De muro a techo son:

- Arenas gruesas, masivas, de límite inferior erosivo. No suelen observarse en su interior estructuras tractivas y los cantos están dispersos y ocasionalmente en cicatrices internas. Forman cuerpos canalizados y tabulares a escala de afloramiento. Localmente presentan cementaciones discontinuas que pueden tener hasta un 35 % de carbonato cálcico.

- Limos con arena y cantos dispersos. El tránsito con el término anterior es gradual. Presentan colores pardos y marrones y carbonataciones pulverulentas.

- Semejante al término anterior pero se caracteriza por la presencia de arcilla roja edáfica y huellas de raíces.

En los términos inferiores se distinguen a veces, canales imbricados, por lo que puede deducirse un modelo de canales trenzados, al menos para alguno de estos términos. Los fangos corresponderían a depósitos de llanura de inundación.

Correspondería a un sistema fluvial múltiple integrado en aparatos deposicionales de tipo abanico aluvial.

La carencia de estructuras en los términos arenosos y los tránsitos graduales pueden estar en relación con las alteraciones edáficas sufridas por el sedimento que describiremos a continuación.

1.4.7. Paleosuelos de las secuencias miocenas

Como se ha venido indicando es frecuente la existencia de paleosuelos con mayor o menor desarrollo en la mayor parte de las series miocenas.

Es en las unidades cartográficas 17 y 18 donde aparecen mejor representados.

En la columna del Río Guadarrama 1, situada en la margen izquierda del río Guadarrama, frente a la urbanización de Villafranca del Castillo y próxima a la confluencia con el arroyo del Plantío de las series miocenas de la unidad cartográfica 18. Estos paleosuelos los denominaremos de superior a inferior: paleosuelo I, paleosuelo II y paleosuelo III.

Los tres paleosuelos estudiados tienen características muy similares, resultantes de una serie de procesos edáficos que operaron bajo parecidas condiciones ambientales.

Los procesos edáficos más importantes son:

a) Transferencia de CO_3Ca de los horizontes superiores a los inferiores, pero con la particularidad de que la máxima concentración de CO_3Ca no alcanza la base del correspondiente estrato sedimentario.

b) Moderada alteración química de los minerales primarios en los horizontes descarbonatados, con formación de arcillas y liberación de óxidos de hierro.

El paleosuelo I tiene un perfil: (B)₂, C₁Ca, C₂Ca, C₃Cam, C₄. Suelo II: (B) Ca, (B)₃Ca, C y el III: (B)₁, (B)₂, C₁Ca, C₂Cam, C₃.

Las características edáficas de los suelos las podemos dividir en dos grandes grupos:

a) Heredadas.

a.1. Iluviación de arcilla.

Son horizontes cámbicos, (B); los paleosuelos I y III muestran indicios de probable iluviación de arcilla. Esta característica indica que tras la descarbonatación comenzó a operar la argiluvitación, que hubiera dado típicos horizontes argílicos si los suelos no hubieran sido fosilizados por el aporte de nuevos sedimentos.

a.2. Rubefacción.

El horizonte (B) del paleosuelo I muestra, además indicios de iluviación de arcilla, un inicio de rubefacción, colo 5YR. Este paleosuelo I se sitúa, pues, en la línea evolutiva de los suelos rojos con horizonte argílico. Tendencia que también parece haber sido interrumpida como consecuencia de una prematura fosilización.

b) Actuales.

b.1. Estructuras masivas.

Todos los horizontes, excepto el (B) del paleosuelo I, poseen estructuras masivas, las cuales pueden proceder de la compactación resultante de peso de los sedimentos que los han cubierto.

El horizonte (B) del paleosuelo I tiene estructura poliédrica angular, debido a que, como indican las caras de fricción, contiene arcillas expandibles y está sometido a cambios de volumen con la alternancia de condiciones de humedecimiento y sequía.

b.2. Cementación.

La cantidad de CO_3Ca existente en los horizontes cálcicos es escasa, hasta el punto de que no es visible a simple vista más que en algunas áreas de particular concentración que existen en el paleosuelo II.

De esto se deduce:

- El CO_3Ca procede, probablemente, de la alteración de los minerales primarios del sedimento.
- Es difícil interpretar la génesis de las zonas de máxima concentración de CO_3Ca , que están claramente cementadas (horizontes C Cam), hasta el punto de que forman resaltes, pequeñas cornisas, en los escarpes, pero en cualquier caso, no parece lógico definirlas como verdaderos horizontes petrocálcicos, puesto que estos, al contrario que el resto de las características edáficas existentes, requieren un dilatado período de tiempo para su formación.

b.3. Cutanes de CO_3Ca :

En la masa sedimentaria neógena existen grandes grietas verticales que cortan indistintamente los diferentes paquetes sedimentarios. Estas grietas poseen calcanes gruesos y discontinuos (cutanes de CO_3Ca).

Como consecuencia del carácter sucesivo de la mayoría de los horizontes edáficos la permeabilidad debe ser lenta, efectuándose fundamentalmente en función de las grandes grietas verticales. Cierta cantidad de CO_3Ca debe ser tomada de los horizontes cálcicos por el agua de drenaje, y tras un transporte más o menos largo, precipitada dando origen a los calcanes o cutanes de CO_3Ca .

b.4. Manchas negras.

En los horizontes cámbicos la alteración química, tras el lavado de CO_3Ca , ha sido más intensa que el resto de los horizontes y ha liberado mayor cantidad de hierro y manganeso.

La mala permeabilidad de estos paleosuelos, como consecuencia de la estructura masiva, debe provocar periodos de saturación en agua y consecuentes condiciones reductivas, que favorecen la movilización y concentración del hierro y manganeso, dando origen a las manchas negras.

Este fenómeno es particularmente intenso en el horizonte (B) del paleosuelo I, donde hay grandes manchas negras en las caras de los agregados asociados a aureolas de decoloración. En consecuencia este horizonte está sufriendo en estos momentos un proceso de pseudogleización.

Estos paleosuelos se clasifican del siguiente modo:

- Paleosuelo I: Integrado entre Suelo pardo cálcico y Suelo pardo rojizo fersialítico.
- Paleosuelo II: Suelo pardo calizo.
- Paleosuelo III: Suelo pardo cálcico.

Estos tres paleosuelos muestran haber tenido una línea evolutiva uniforme bajo las mismas condiciones ambientales, y, por tanto, deben sus diferencias morfológicas al factor tiempo.

El paleosuelo I es el más desarrollado y por ello el que mejor define las condiciones ambientales. Ha estado sometido a fenómenos de fersialitización y rubefacción, de lo que se deduce que su evolución no era en el sentido de los Suelos lavados de clima templado sino en el de los Suelos fersialíticos de clima subtropical.

Los períodos de estabilidad geomorfológica que permitían la edafización han sido, en términos relativos: corto para el paleosuelo II, intermedio para el paleosuelo III y largo para el paleosuelo I.

La rubefacción indica la existencia de un clima de estaciones contrastadas, una húmeda y la otra cálida y seca; la escasa alteración mineral, puesta de manifiesto en que aún subsisten gran cantidad de minerales alterables en todos los horizontes, indica que en la estación húmeda las temperaturas eran bajas; la presencia de horizontes cálcicos a escasa profundidad, que las precipitaciones eran escasas o moderadas. Consecuentemente, las condiciones ambientales, clima y vegetación, imperantes en el período de formación de estos paleosuelos no debían ser muy distintas de las que dominan hoy en la región.

1.5. CUATERNARIO

Los únicos depósitos de interés son los materiales de los ríos Guadarrama y Perales y de sus afluentes principales. Otros depósitos como los conos aluviales, coluviones e inclusive los restos de un glacis de acumulación adosado a la peana de la Sierra, son de escasa entidad y ocupan, por lo tanto, una extensión superficial mínima en la zona de estudio.

1.5.1. Gravas poligénicas, arenas y limo arcillas. Terrazas (19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28 y 29). Pleistoceno

En la Hoja dos cuencas de drenaje mayores comparten el territorio cartografiado, el río Guadarrama con sus tributarios Aulencia, arroyo de la Vega, arroyo del Plantío, arroyo de los Palacios, etc. y el río Perales con sus arroyos secundarios de Quijorna, Palomero y de la Yunta. En toda esta red de drenaje se disponen sistemas de terrazas únicamente en la Depresión terciaria, que aunque con características globales similares de textura, composición y espesores, pueden presentar algunas diferencias significativas que señalan una distinta evolución pleistocena de estas redes fluviales.

El río Guadarrama tiene el mayor número de terrazas con cotas relativas respecto a su cauce de: +8-10 m; +27-28 m; +40-42 m; +54-56 m; +63-64 m; +72-73 m; +80-82 m y +90-94 m. Siguiendo a MIAL (1978) las litofacies más características son la G (gravas), S (arenas) y F (finos). La litofacies G, se la reconoce en todos los niveles siendo dominante en todas las terrazas del curso alto del Guadarrama dentro de la Hoja y en las terrazas topográficamente por encima del nivel 27-28 m en el resto del valle del Guadarrama. El espectro litológico lo componen los cuarzos, mayoritarios, aptitas, granitos, neises y feldespatos. La distribución de tamaños es polimodal (según el eje mayor de los cantos, las modas se establecen en 2-4 cm, 5-7 cm y 11-15 cm; los centilos llegan a alcanzar los 30 cm) y los cantos están bien redondeados y son esféricos en los granitos y más angulosos en los otros materiales. Esta litofacies, por lo general, es de grano soportado, siendo la matriz de arena gruesa a muy gruesa, con muy

escasa proporción de limo-arcilla (< 2%). tienen estructuras interna, según los casos, de estratificación cruzada planar (Gp), sensiblemente horizontal o aparentemente son masivas (Gm). Son, en cualquier caso, barras de gravas y formas de lecho de canal. El espesor de los niveles fluviales donde la litofacies G es principal no supera los 3 ó 4 m.

La litofacies S, es característica de las terrazas de +8-10 m y +27-28 m aguas abajo de la confluencia del arroyo de los Palacio con el Guadarrama. La relación de espesores de arenas, arenas con gravilla o grava frente a las gravas (litofacies G), es al menos de 10 a 1. Las arenas tienen texturas media a gruesa o gruesa a muy gruesa, siendo la fracción de limo-arcilla no superior al 10%, aunque lo normal es del 1% al 4%. Las arenas están moderadamente clasificadas y en ocasiones pobremente clasificadas. Pueden presentarse de forma masiva o con estructuras internas de estratificación cruzada de surco a veces de bajo angulo (St). Las superficies de erosión internas son comunes, tapizadas con gravilla o intraclastos blandos (Gm). Se interpretan estas facies como de canal correspondiendo otras a episodios expansivos no canalizados. La potencia de las terrazas que tiene esta litofacies mayoritaria es del orden de los 6-7 m para las terrazas de +8-10 m y 10 a 14 m para las de +27-28 m.

Litofacies F. Se encuentra indistintamente en las terrazas con litofacies G o S, más abundantes en las S. Son más ricas en limo arcilla, entre el 30%-60%, estando la fracción arenosa en las clases de arena fina a muy fina. En apariencia la fracción arenosa en las clases de arena fina a muy fina. En apariencia son masivas o tienen *ripples* o laminación oblicua de muy bajo ángulo (Fl). No es infrecuente encontrar restos de raíces, oxidaciones, pseudomicelios de carbonatos o materia orgánica carbonizada finamente dividida. Estas litofacies son evidentemente facies de llanura de inundación en sentido amplio con espesores muy variables que oscilan de 0,20 m hasta casi 1 m, cuando se sitúan a techo de las secuencias fluviales de las terrazas.

Los análisis mineralógicos realizados en la fracción arena de las terrazas bajas y medias, han dado como resultado una asociación de minerales pesados formada por el inestable apatito (45%-60%) como mineral dominante, acompañado por el circón (7% al 44%) y como mineral secundario el granate (2% al 17%).

En los minerales ligeros el cuarzo (46% al 72%) es el principal, seguido de los feldespatos potásicos (22% al 40%). Las plagioclasas son por lo regular minoritarias con porcentajes del 2% al 20%.

A la cuenca hidrográfica del Guadarrama dentro de la Hoja pertenecen otros ríos y arroyos con terrazas en sus valles; de ellos el más importante es el río Aulencia, con terrazas comprendidas entre la de +8 m y +50-54 m. También hay que destacar los arroyos del Plantío, de Barranco y de los Palacios, al norte de la Hoja y el arroyo de la Vega que drena el cuarto suroriental de la Hoja de Majadahonda. En todos estos valles las litofacies características de las terrazas son las G y las S, particularmente en la terraza de +8-10 m del arroyo de la Vega, del Plantío y del Aulencia aguas abajo de Villanueva del Pardillo a Villanueva de la Cañada.

La litofacies G es semejante en tamaños y composición petrográfica a la del río Guadarrama, aunque hay algunas particularidades. Así el Aulencia tiene en sus cargas grandes cantos y

bloques en las terrazas que se encuentran en la zona próxima a su salida a la Depresión terciaria. En el Arroyo de la Vega, por ejemplo, los cuarzós forman la carga principal de los materiales gruesos.

Los espesores son similares a los de las terrazas del Guadarrama y se ha observado, al igual que ocurre en ese río, una mayor potencia (6 ó 7 m) de la terraza de +8-10 m, con litofacies S.

Los datos mineralógicos indican una composición de minerales densos de las terrazas bajas y medias del Aulencia, próxima a la hallada para el Guadarrama, con el apatito (27 % a 61 %) destacado seguido por el circón (3 %-42 %) y el granate (6 % al 17 %). En los minerales ligeros la asociación es cuarzo (38 %-50 %) - ortosa (42 %), estando los feldespatos calcosódicos en proporciones del 8 % al 20 %.

El río Perales es otra de las arterias fluviales de importancia en la zona. Es tributario del río Alberche por su margen izquierda, pero ya fuera de la Hoja. Tiene como afluentes principales el arroyo de Quijorna, del Palomero y de la Yunta-Colmenar. La escasez de afloramientos no permite un análisis significativo de la estratigrafía de las terrazas pero, se puede decir, que las terrazas comprendidas entre la de +22-24 m y +63-64 m (que es la primera, conservada en este tramo del río) parecen estar formadas por la litofacies G, con texturas, a veces, muy gruesas e inclusive bloques. Litológicamente presentan una novedad que es la débil presencia de elementos cuarcíticos. Las litofacies S y F, son más comunes en las terrazas bajas. Los espesores, en cualquier caso, no deben sobrepasar los 5 ó 6 m.

En cuanto a los suelos de las terrazas presentan las características que siguen. En las terrazas bajas (+8-10 m) existen suelos fersialíticos con horizontes argílicos acintados o en bandas. En las terrazas inmediatas, topográficamente superiores, los suelos son pardo fersialíticos cuando el material originario es de textura gruesa y, por tanto, con muy buena permeabilidad y suelo pardo fersialítico hidromorfo en caso contrario. En las terrazas a: +40-42 m y +54-56 m, los suelos son pardo fersialíticos vérticos. en las terrazas altas a: +72-73 m. +80-82 m y +90-94 m, los suelos fersialíticos vérticos están ligados a horizontes cálcicos y en las áreas más ácidas los suelos son fersialíticos hidromorfos.

1.5.2. Gravass y bloques poligénicos, arenas y limo-arcillas. glacis (30). Pleistoceno.

Estos materiales configuran un glacis de acumulación fuertemente disectado por las torrenteras, de 2 a 3 m de espesor que fosilizan una base irregular construida sobre las facies miocenas de arcosas con bloques (15) y arcosas (16), en el margen norte de la Hoja.

Su posición cronológica es incierta, aunque bien pudieran representar un momento del pleistoceno medio o del pleistoceno medio-superior.

1.5.3. Gravass poligénicas, arenas y limo-arcillas. Conos de deyección (31). Pleistoceno superior-Holoceno

Son formas de pequeño desarrollo que unas veces descansan sobre las terrazas fluviales de +8-10 m y otras sobre las llanuras de inundación de los ríos. Sus texturas dependen siempre de

sus puntos de origen, aunque casi siempre éstos son areno-limo-arcillosos con cantos dispersos. Los espesores por lo visto en campo no son mayores de los 3-4 m.

1.5.4. Gravitas poligénicas, limo-arcillas y arena. Coluviones (32). Holoceno

Esta clase de depósitos cubren las laderas y se les ha separado en la cartografía en aquellos puntos en que tienen alguna importancia.

Al igual que en el apartado anterior su composición depende de las áreas o zonas donde se localizan. Sus potencias no deben sobrepasar los 1 ó 1,5 m.

1.5.5. Arenas, limo-arcillas, gravitas y bloques. Llanuras de inundación (33). Depósitos de cauces y fondos de vaguada (34). Holoceno

Se han reconocido dos niveles de vega el inferior a +1/2,5 m y el más alto a +3/+5 m. Por lo regular las arenas y las arenas gravilla (litofacies S) y los fangos (litofacies F) son las facies más probables en las vegas, pero cuando éstas se desarrollan en las proximidades del contacto Sierra-Depresión, las gravitas y bloques (litofacies G) dominan. Textualmente las litofacies S de los niveles de vega son arenas finas a medias o medias a gruesas o muy gruesas, con o sin gravillas, con fracción limo-arcillosa por debajo del 3%-4%. Las litofacies F, son limo-arcillas (20%-60%) con arenas muy finas a finas o finas a medias.

Los depósitos de los cauces son arenosos (S) o formados por cantos y bloques (G) que se distribuyen de la misma manera que lo hacen los depósitos de vega. Las arenas están en las clases de arenas gruesas a muy gruesas y son moderadamente clasificadas.

La mineralogía de las arenas en su fracción pesada confirma una única asociación en cauce y vega de : apatito (44%-65%), acompañado por el circón (2%-28%) y el granate (0%-38%). En los ligeros la asociación es cuarzo (46%-78%) - ortosa (19%-54%).

2. TECTONICA

En la Hoja de Majadahonda se pueden distinguir claramente tres dominios estructurales de características diferentes:

- Zócalo granítico - gneísico situado al noroeste.
- Unidades cretácico - paleógenas plegadas.
- Mioceno tabular localmente inclinado en los bordes.

La separación entre el zócalo y los otros dos dominios viene dada por un accidente morfotectónico de primer orden, de historia compleja y que denominaremos *límite macizocuena*, siguiendo a PEDRAZA (1981).

2.1. DEFORMACION PREALPINA

Se manifiesta en las rocas metamórficas y graníticas del zócalo afectadas por una serie compleja de deformaciones dúctiles sin y tardimetamórficas visibles en las rocas metamórficas de alto grado (ortogneis y metasedimentos) y de deformaciones frágiles posteriores (fracturas) que afectan también a los granitoides.

2.1.1. Deformación dúctil

En el dominio metamórfico es polifásica pudiendo distinguirse al menos tres fases de plegamiento que, por similitud con otros sectores cercanos del Sistema Central, se denominan F_{1-2} , F_3 y F_4 . Las dos primeras son intensas y sinmetamórficas mientras que la última es una fase menor y tardía.

La fase F_{1-2} genera una esquistosidad de flujo muy penetrativa (S_{1-2}) que es el rasgo estructural micro y mesoscópico dominante en el área estudiada. En las zonas más migmatíticas se manifiesta como un bandeo composicional (foliación) debido a la disposición concordante de los leucosomas graníticos (estructuras migmatíticas de tipo embrechita y estromatita). Otros rasgos mesoscópicos de esta fase son el **boudinage** de los niveles más competentes de rocas de silicatos cálcicos, la presencia de pliegues sinquistosos afectando a lentejones de leucosomas de emplazamiento temprano o anterior a la esquistosidad/foliación dominante y, finalmente, la existencia local de pliegues centimétricos a decimétricos sobre una esquistosidad más antigua con transposición fuerte en los flancos.

Las macroestructuras ligadas a la esquistosidad dominante pueden visualizarse en las bandas de metasedimentos cuyas terminaciones, visibles en el lado norte de la falla de Valdeyerno, serían los cierres periclinales de grandes pliegues (kilométricos) sinquistosos tumbados.

En los trabajos realizados hasta el momento en el dominio de alto grado metamórfico del Sistema Central (PEINADO, 1973; CAPOTE y FERNANDEZ, 1975; CASQUET, 1975; PEINADO y ALVARO, 1981; CAPOTE *et al.*, 1981) en que se encuadra la zona estudiada, se concluye que la esquistosidad/foliación dominante regionalmente se debe a una segunda fase de deformación (F_2) que oblitera casi totalmente a una esquistosidad (S_1) vinculada a una fase

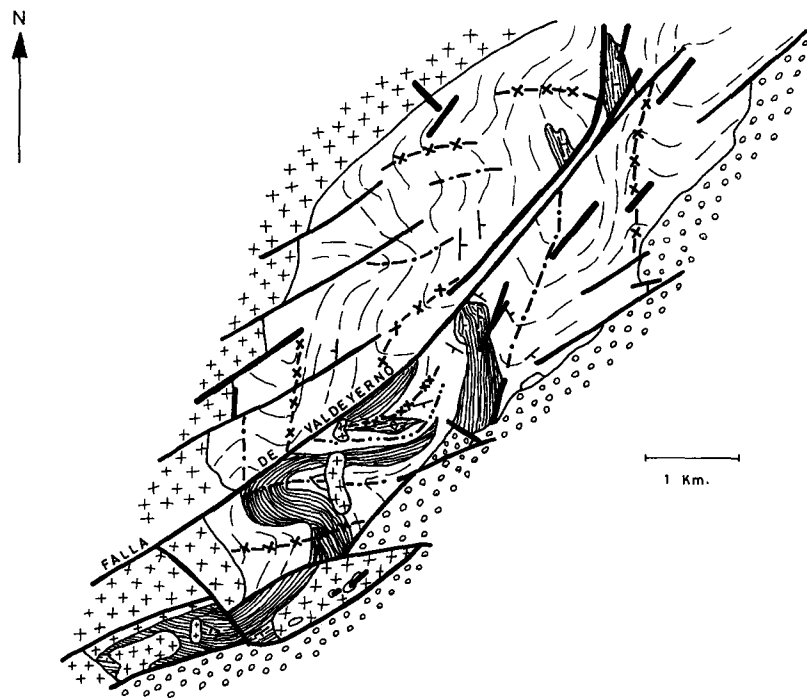


Fig. 2.— Esquema estructural del Complejo Metamórfico.

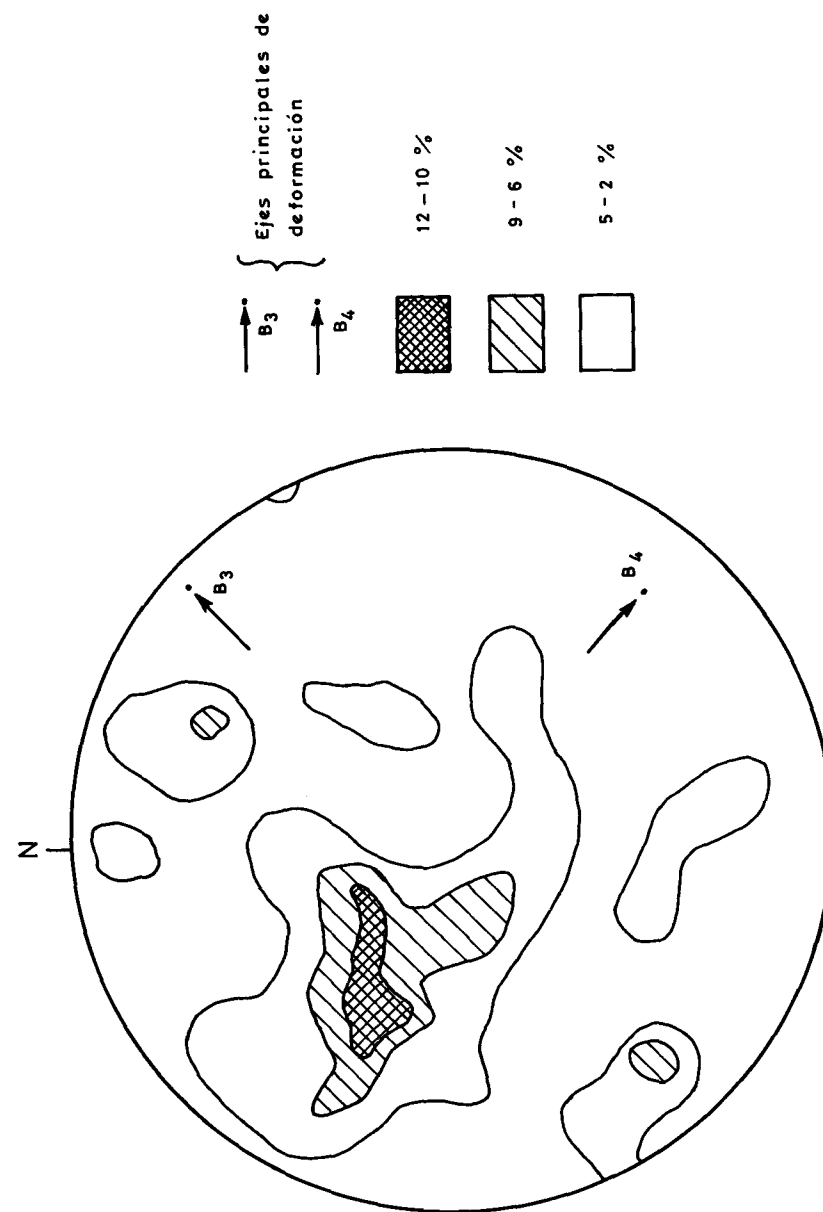


Fig. 3.— Proyección Estereográfica de esquistosidades (H. Inferior) (50 datos).

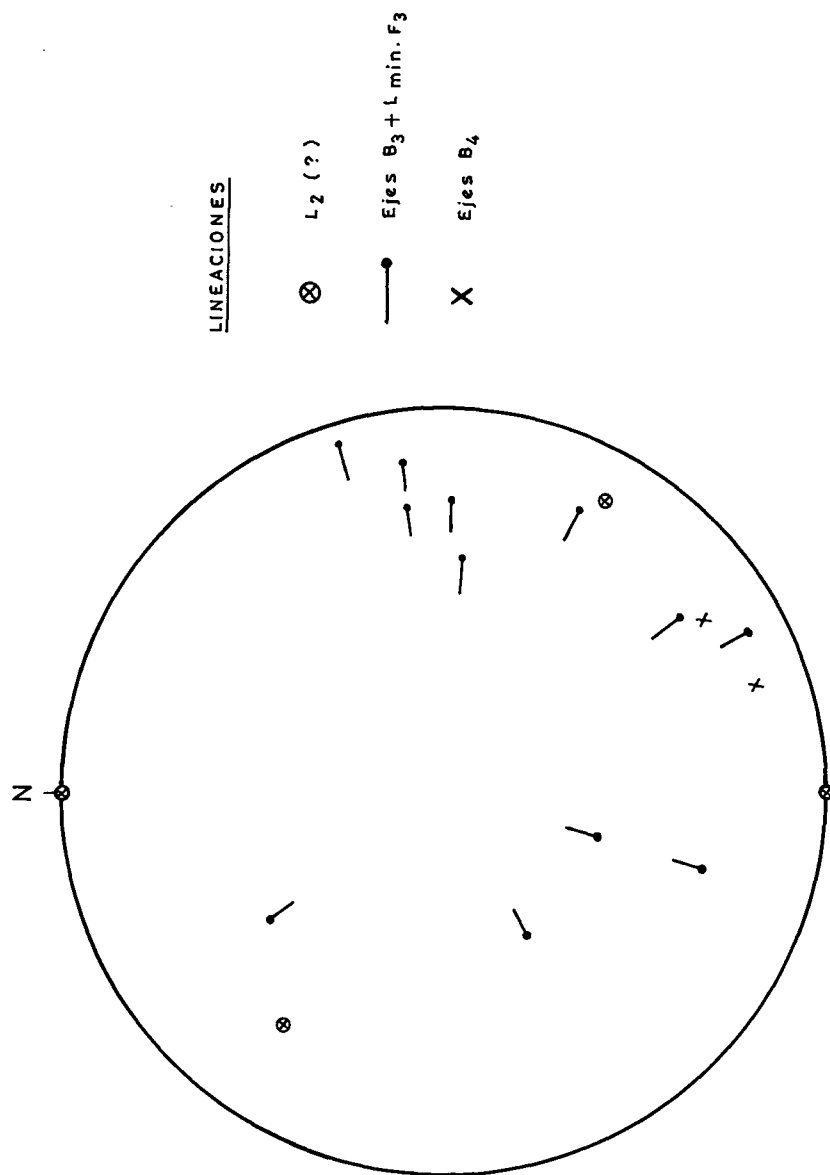


Fig. 4.— Proyección Estereográfica (H. Superior) de lineaciones.

anterior de deformación (F_1). Como tal conclusión no puede afirmarse taxativamente en la zona estudiada, es por lo que a la esquistosidad dominante se le ha llamado, en todos los casos, S_{1-2} y F_{1-2} a la fase de deformación asociada.

La fase F_3 es la responsable de las principales estructuras plegadas cartografiadas (Fig. 2). Genera pliegues de amplitud variable desde centimétricos a kilométricos, casi siempre postesquistosos, aunque en algunos casos se aprecia una nueva esquistosidad (S_3) en bandas que trasponen las estructuras anteriores. En este sentido, los pliegues sinesquistosos que describe una de las bandas de metasedimentos (Fig. 2) al sur de la falla de Valdeyerno podrían haberse a esta fase aunque no se puede descartar que pertenezcan a una fase anterior.

Los pliegues son agudos con una dirección media NE-SW y vergencia al NW, con planos axiales tendidos al SE como se deduce de la proyección estereográfica de las esquistosidades (S_{1-2}), (Fig. 3), que se disponen según un círculo máximo incompleto en el cuadrante NW (proyección en el hemisferio inferior).

Casi todas las lineaciones visibles en el campo son atribuibles a esta fase (F_3). Se trata de lineaciones B (ejes de pliegues), lineaciones de intersección de S_3 con S_{1-2} y, finalmente, lineaciones minerales como los haces de fibrolita. En el estereograma (Fig. 4) estas lineaciones se disponen aproximadamente según un círculo menor debido al efecto de la fase de deformación cruzada posterior (F_4).

Esta fase (F_3) pliega a los leucosomas migmatíticos concordantes con S_{1-2} pero a su vez está cortada discordantemente por granitoides de la misma naturaleza posteriores. Asimismo en los ortogneises, que se movilizan fácilmente durante la migmatización para dar tipos nebulíticos, los pliegues F_3 quedan diluidos al entrar en dichas zonas movilizadas, indicando así su anterioridad.

La fase F_3 es pues una fase sinmetamórfica como ya se ha sugerido por CAPOTE *et al.*, (1981), cuya actividad tiene lugar cuando todavía rigen condiciones próximas al pico metamórfico M_2 .

La fase F_4 es una fase menor tardía, cruzada respecto a las anteriores que genera pliegues de amplitud kilométrica muy abiertos, con dirección NW-SE y, localmente, una crenulación. En la fig. 3 se aprecia como los polos de los planos de esquistosidad S_{1-2} tienden a dispersarse en torno a un círculo máximo prácticamente perpendicular a F_3 . La inmersión al sureste de los ejes de estos pliegues se debe a la disposición de la S_{1-2} debida a la F_3 . Esta fase de deformación (F_4) con un estilo próximo a la flexión es ya, probablemente, muy posterior al pico metamórfico.

2.1.2. Deformación frágil

Afecta tanto a los materiales metamórficos como a los graníticos (s.l.). Consiste en una sucesión de sistemas de fracturas, grietas y fallas, acompañadas por la inyección de pórfidos

graníticos, algún dique básico muy alterado (probablemente lamprófidio), y rellenos filoniosos de cuarzo-baritina.

Se distingue los siguientes sistemas de fracturas:

A) NE-SW (50-60°) distensivas con inyección de diques de pórfido granítico y aplitas y de algún escaso dique básico.

B) NE-SW (50-60°), desgarres de largo recorrido subparalelos a la falla principal meridional del Sistema Central. Es el sistema dominante y, en la zona estudiada, estos desgarres muestran un resultante final de movimiento dextral. La falla más importante es la del arroyo de Valdeyerno cuyo salto horizontal, calculado en base al enlace de las bandas metamórficas, es de unos 3 km, mientras que si se calcula a partir de los contactos metamórfico-graníticos es de unos 300 m. Ello sugiere que los granitos se emplazaron cuando la falla había tenido ya un juego considerable (unos 2,7 km de desplazamiento). En este sentido se observan, dentro de la falla al norte del Mirador del Romero y otros puntos, diques aplíticos con foliación paralela a la traza de la falla y discordante con la de los gneises adyacentes, que indican una historia temprana dúctil de estos accidentes.

El movimiento dextral de estas fracturas postdata al sistema de pórfidos y aplitas a los que deforma fuertemente (cataclasis). Así el dique de Puente de la Sierra (N-S) experimenta un fuerte arrastre dextral al llegar a la falla de Valdeyerno.

C) Sistemas menores de fracturas NW-SE (120-140°), y NNE-SSW (30°, aproximadamente). Según UBANELL (1981) los primeros son poco significativos aunque han podido formar parte del sistema de desgarres dextrales más importante WNW-ESE. Los segundos serían más recientes y parecen desgarres sinestrales. Otros sistemas mal representados son los N-S, NNW-SSE y NNE-SSW., cuyas relaciones temporales entre sí y con el principal NE-SW resultan complejas y no resueltas todavía.

D) Los filones de cuarzo (a veces con baritina) presentan en la zona recorridos discontinuos de hasta 3-4 km, con potencia de hasta 3 m, y notable variabilidad direccional.

En la zona del macizo leucogranítico de la Casa, los filones de cuarzo se disponen en abanico y se observan relevos del cuarzo por filones de baritina casi pura con algún sulfuro. Los filones de esta zona se alojan en fallas con componentes de desgarre dextral. Se trata, probablemente, de un sistema de **Splay-Faults** en la terminación de los desgarres NE-SW que representa la atenuación del movimiento de los mismos y los diques son los rellenos de cavidades abiertas a lo largo de dichos desgarres.

Hay también algún filón de cuarzo que puede relacionarse con los sistemas menores de fallas NW-SE y NNE-SSW.

2.1.3. Edad de las deformaciones

Las deformaciones dúctiles descritas para el dominio metamórfico ha sido atribuida tradicionalmente al ciclo Hercínico (BELLIDO *et al.*, 1981). Sin embargo las edades obtenidas

recientemente en ortogneises peraluminicos del Sistema Central (VIALETTE *et al.*, 1987) semejantes a los de esta Hoja sugieren la posible presencia del ciclo Caledónico con las consiguientes implicaciones respecto al metamorfismo regional.

La deformación frágil en la Hoja es principalmente tardihercínica, desarrollándose desde el Estefaniense hasta el Pérmico (UBANELL, 1981). No obstante, existen datos para suponer que los desgarres NE-SW tuvieron ya un juego temprano dúctil y anterior al emplazamiento de los granitoides.

2.2. METAMORFISMO

Los materiales metamórficos de la Hoja de Majadahonda están en zona de estabilidad de sillimanita-cordierita-feldespato potásico, es decir en grado alto, en el sentido de WINKLER (1974), con gradiente geotérmico elevado dada la ausencia de granate, salvo residual.

La moscovita aparece indudablemente como tardía excepto localmente en algunos paragneisis donde no puede descartarse una permanencia metaestable o una estabilidad debida a variaciones locales de presión de volátiles.

Por lo tanto, la temperatura es superior a la de la estabilidad de moscovita + cuarzo y la presión está comprendida en el intervalos de la reacción deslizante de (biotita + sillimanita + cuarzo) → (cordierita + feldespato potásico + H₂O), pero lo suficientemente elevada para la aparición de fusión parcial local con la que puede relacionarse la andalucita.

En el Sistema Central se han venido considerando dos etapas sucesivas de metamorfismo a escala regional: la primera de presión más elevada y la segunda de presión más baja (FUSTER *et al.*, 1974). Es la segunda la que se caracteriza en los materiales estudiados en la Hoja, pudiendo interpretarse los granates residuales como testimonio de la primera.

Aun cuando no se ha establecido un modelo que explique convincentemente las relaciones entre la blastesis metamórfica y las deformaciones, y teniendo siempre presente las modificaciones que introduciría la confirmación sobre deformaciones caledónicas expresadas al hablar de la edad de las mismas, se acepta que el metamorfismo se inició con la primera fase de deformación, desarrolló grandes profidoblastos en la interfase 1-2, continuó durante la segunda, para terminar antes de la tercera (DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA, 1981). En la zona estudiada durante la tercera fase se producirían en profundidad fundidos migmatíticos y recrystalizaciones.

La intrusión de los granitoides origina un metamorfismo de contacto que se verifica a temperatura superior a la de desestabilización de moscovita (cerca de 700°C) dentro del campo de estabilidad de andalucita, es decir a presiones del orden de 2 kbs. Dado el carácter de alto grado de metamorfismo regional de las rocas encajantes en el sector estudiado de la Hoja, los efectos del metamorfismo de contacto sobre ellas son prácticamente inapreciables, manifestándose por un aumento de la densidad de diques aplítico-pegmatíticos.

2.3. TECTONICA ALPINA

La estructura del zócalo, unidades plegadas y límite macizo-cuenca es consecuencia, en su mayor parte, de la reactivación de fracturas tardihercínicas, que regionalmente tienen orientaciones, NE-SE, NNO-SSE, ENE-OSO casi E-O y plano subvertical.

Ante las sucesivas etapas de compresión alpinas, el zócalo se deforma rigidamente, aprovechando las alineaciones tardihercínicas, con fallas que se reactivan como inversas normales, o desgarres según la orientación de los esfuerzos (granitoides masivos). En otras ocasiones se aprovechan los planos de discontinuidad existentes en los gneises y granitos orientados, produciéndose una deformación por cizallamiento. En ambos casos se produce la adaptación de la cobertera cretácico-paleógena dando lugar a una clara tectónica de revestimiento.

En las unidades cretácico-paleógenas plegadas existen pliegues de orientación ENE-OSO casi E-O que en el Cretácico se manifiestan vergentes hacia el sur y con ejes fuertemente inclinados (30-40 grados) hacia el este, y en los que el sustrato gneísico presenta una intensa deformación por cizallamiento. En el Salobral son visibles al nivel del Paleógeno y vergentes hacia el norte. Al norte de Quijorna se ven afectados por desgarres sinistresales E-O y ENE-OSO, posteriormente reactivados como fallas normales y existen figuras de interferencia tipo silla de montar con estructuras N-S casi NNO-SSE más tardías.

Como hipótesis se puede establecer que los pliegues ENE, E-O y los desgarres corresponden a una fase de compresión NE-SO (Ibérica) posiblemente relacionable con la fase finioligocena o Castellana de PEREZ GONZALEZ *et al.* (1971). Los pliegues están asociados a las cizallas provocadas por los desgarres. Las fallas tardihercínicas NE-SO se comportan como normales desnivelando el macizo y cuenca. Las estructuras N-S casi NNO pueden corresponder a la fase intramiocena o Neocastellana de AGUIRRE *et al.*, (1976) debida a una compresión E-O ligeramente girada hacia ENE. Esta fase es mucho más débil que la anterior y se producirían ligeros desplazamientos en las fallas preexistentes actuando las anteriormente de desgarre (ENE-OSO) como desgarres probablemente con pequeños saltos en la vertical.

Es posible la existencia de movimientos previos con compresión NO-SE o NNO-SSE (fase intramiocena) que hoy en día están totalmente enmascarados.

La desnivelación macizo-cuenca debió continuar durante el Mioceno medio y superior, al menos de forma local a escala del Sistema Central, siendo citadas por numerosos autores fases como la complutense (MARTIN ESCORZA 1976), intravallesiense (AGUIRRE *et al.*, 1976) etc. A escala de cuenca parece existir una reactivación de los bordes en el Aragoniense (límite entre Orleaniense y Astaraciense) detectada por una importante expansión de los detríticos gruesos hacia el centro de la cuenca.

El Mioceno tabular (constituido por la Facies Madrid) se presenta suavemente inclinado en los bordes con buzamientos cuya media es de 10-15 grados y localmente mayores, sobre todo en las proximidades del contacto con el zócalo aflorante, que llega a cobijar mediante falla inversa a estos materiales. También se observan una suave pendiente regional hacia el sureste y hacia el suroeste así como suaves basculamientos locales (sureste de Brunete) que

no sobre pasan los cinco grados de buzamiento. Esta deformación del Terciario tabular pueden ser debidas en parte a las fases del Mioceno medio-superior a que antes hemos aludido y sobre todo a movimientos tectónicos posteriores relacionables con las fases Iberomanchegas de AGUIRRE *et al.*, (1976).

Regionalmente existen contactos por falla inversa entre zócalo y Neógeno tanto en el borde norte como en el sur del sistema Central. En el límite de Somosierra meridional con el Sistema Ibérico existen pliegues que afectan al Vallesiense (Cendejas de la Torre, Matillas, Arbancón, Hojas 21-19 y 22-19 Jadraque y Ledanca). Esto implica la existencia de un período de deformación en el Mioceno superior que reactiva las fallas preexistentes y configura el límite macizo-cuenca de forma muy parecida a la actual. Los accidentes NE-SO actúan como fallas inversas.

La evolución estructural del sistema central obedece en líneas generales al modelo propuesto por ALIA (1976) y ALIA *et al.*, (1980) en el que juega un importante papel la definición de la Bóveda Castellano-Extremeña en tiempos del Paleógeno probablemente a finales del Eoceno. Para los tiempos pliocenos y recientes, tal y como indican los perfiles gravimétricos de ROSALES *et al.*, (en ALIA *et al.*, 1980) se producen nuevas reactivaciones de la Bóveda de régimen compresivo dando lugar a fallas inversas en los flancos y a fallas normales por distensión en la cúpula de la misma. Esta actividad es la que ha generado el relieve actual del Sistema Central.

La actividad tectónica pleistocena u holocena está regida por un lento ajuste de bloques tanto en la Sierra como en el basamento de la cuenca. Esta tectónica de bloques ha condicionado las líneas de fluencia hídrica e inclusive la distribución espacial de los elementos del relieve, al desnivelar los niveles de base del río Guadarrama y del río Perales ya que este último ha ahondado con mucha mayor rapidez su cauce que el río Guadarrama, por causa de una mayor velocidad de levantamiento de la Sierra con respecto a la Depresión.

Otros ajustes tectónicos parecen establecerse durante el Pleistoceno medio y quizás superior que quedan reflejados en la composición, geometría y relación entre terrazas en el perfil, en los ríos Guadarrama y Aulencia. Situaciones semejantes, en terrazas de la misma edad, se encuentran en el río Alberche (PEDRAZA, 1976) y todas ellas son más o menos coincidentes con los procesos de hundimiento en los ríos Manzanares y Jarama.

3. PETROLOGIA

3.1. ROCAS GRANITICAS HERCINICAS

La parte Noroccidental de la Hoja de Majadahonda está constituida por afloramientos de granitoides pertenecientes al Sistema Central (sector centrooriental), distinguiéndose, en la zona estudiada, por criterios de composición, texturales y estructurales, dos tipos fundamentales, adamellitas y leucogranitos. Estas rocas están atravesadas por diques de composición diversa.

La caracterización de los granitoides del sector anteriormente mencionado ha sido objeto de un trabajo reciente (APARICIO *et al.*, 1983) en el que se recopilan datos de publicaciones anteriores (CAPDEVILA *et al.*, 1973; DPTO. DE PETROLOGIA U. DE SALAMANCA 1980; APARICIO *et al.* 1975).

3.1.1. Adamellitas (2 y 3)

Constituyen la mayor parte de los granitoides aflorantes. Se diferencia una facies porfídica (3) y otra no porfídica (2) a tenor de la abundancia relativa de fenocristales, en una matriz de grano medio a grueso. En la cartografía se distinguen separadas por una línea de cambio de facies.

La facies porfídica aflora en amplias bandas de anchura kilométrica cuya geometría regional resulta difícil de establecer dada la reducida extensión que ocupan en la Hoja y las discontinuidades provocadas por las fallas. Muestran tránsitos aparentemente graduales a la facies no porfídica observándose contactos netos solo de forma muy local. Los fenocristales son de feldespatos potásico generalmente con macla de Carlsbad, con tamaños dominantes de 2 a 3 cm y excepcionalmente de hasta 10 cm. La fábrica de los fenocristales en la roca suele ser de tipo planar.

En la facies no porfídica se observan localmente bandeados *schlieren* de escasa continuidad lateral, aunque por lo general estas rocas son estructuralmente bastante isótropas.

Las adamellitas son rocas granudas, con textura hipidiomorfa inequigranular en grano medio a grueso. Están constituidas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas y biotita como minerales fundamentales. Circón, apatito, opacos y, ocasionalmente, allanita, como minerales accesorios. De manera subordinada contienen cordierita y moscovita. Los minerales secundarios más frecuentes son sericita, clorita, moscovita, esfena, epidota, rutilo y prehnita.

Son frecuentes los enclaves subesféricos o elipsoidales mesocratos microgranudos (gabarros) a los que, localmente, acompañan xenolitos melanóficos.

El cuarzo se presenta en cristales alotriomorfos (eventualmente idiomorfos) generalmente fracturados y con extinción ondulante y, a veces, en mosaico. Se observan, en mayor o menor grado, texturas de recristalización en estado sólido que provocan la destrucción de la fábrica primaria magmática. El feldespato potásico, de tipo ortosa, forma cristales alotriomorfos en la matriz así como fenocristales euhedrales poquiliticos en la facies porfídica que

engloban pequeños cristales idiomorfos de plagioclasa, láminas de biotita y granos de cuarzo. A veces presenta maclas de Carlsbad y, más raramente, maclado doble de microclina. Está intesamente pertitizado. Con carácter tardío se producen reemplazamientos mirmequíticos en bordes y fisuras así como alteraciones posteriores a moscovita.

La plagioclasa se presenta como cristales idiomorfos aunque sus contornos son, con frecuencia, irregulares por la cristalización tardía de rebordes de albita. Muestran maclado polisintético, a veces con indicios de deformación tales como arqueamiento, maclas mecánicas y fracturas.

Comunmente la plagioclasa está alterada, en mayor o menor grado, a sericita acompañada a veces por epidota (saussuritización).

Corrientemente los cristales muestran un zonado de tipo normal continuo y a veces discontinuo, entre un núcleo volumétricamente dominante de An 36-40 y una periferia de An 17-25. Los rebordes albiticos son de An 10.

La biotita se presenta con hábito laminar en cristales aislados de gran idiomorfismo, y en agregados de grandes placas con cuarzo y plagioclasa. Es de color pardo-rojizo y, a veces, está deformada. Incluye pequeños cristales de apatito y circón, este último con halos pleocroicos. Se altera frecuentemente, de forma incipiente a total, a clorita con cristales aciculares de rutilo y otros minerales como epidota, esfena, prehnita y opacos. Bastante esporádica en las adamellitas es la cordierita que se presenta como cristales de tendencia euhedral y, por lo general, intensamente pinnitizada y moscovitizada.

Moscovita y clorita son siempre minerales secundarios. La primera se forma a partir de feldespatos, en fisuras y, muy localmente, como agregados radiales de aspecto intersticial. La clorita, por el contrario, se forma a partir de biotita acompañada de otros subproductos como esfena, prehnita o clinozoisita. En algunos casos reemplaza a plagioclasa o tiende a presentarse con texturas microglobulosas a lo largo de fisuras tardías.

Los enclaves microgranudos son petrográficamente tonalitas y texturalmente rocas microgranudas y a veces porfídicas. Están compuestos por plagioclasa, biotita y cuarzo, a veces, feldespato potásico en pequeña proporción, y, esporádicamente, anfíbol. En los tipos porfídicos, los fenocristales son de biotita y plagioclasa con zonado normal discontinuo entre An 75-40. En la matriz cristaliza una segunda generación de plagioclasa con zonado normal continuo entre An 38-40 y An 20-23.

Los xenolitos metamórficos varían en tamaño desde milímetros hasta decímetros. Son muy ricos en biotita encontrándose, además, cordierita y espinela rica en hercinita (pleonastro). Hay tipos más samíticos ricos en cuarzo. En estos enclaves peraluminicos se forma secundariamente abundante moscovita.

3.1.2. Leucogranitos (4)

Los leucogranitos forman pequeños macizos y stocks dentro de la masa de las adamellitas y en el sector metamórfico de Valdemorillo. Afloran también tipos leucograníticos en pequeños

diques y bolsadas de poca entidad, obviamente no representados cartográficamente en su totalidad. Los macizos mayores de leucogranito, entre 3 y 5 km², son los de Roblazos, romeral y Cabezas, situados en la parte más occidental de la Hoja, con morfologías algo complejas, alargadas N-S.

Existen pequeños afloramientos leucograníticos, de morfología elíptica y extensión inferior al km², algo alineados a lo largo del contacto de las rocas endógenas con los materiales terciarios.

Los leucogranitos parecen aflorar en las cotas más elevadas de los sucesivos bloques tectónicos que pueden definirse en este sector de la Sierra.

Presentan contactos netos, donde son visibles, con el material encajante. Se distinguen de las adamellitas por sus tonos más claros, pobreza en biotita y accidental aparición de enclaves oscuros microgranudos presentando una mayor heterogeneidad mineralógica y textural. Son granitoides de dos micas de subfacies de cordierita en nódulos redondeados o irregulares, de hasta 2 cm generalmente alterados a agregados micáceos. Texturalmente se encuentran variedades de grano fino, medio y grueso, siendo estas últimas ligeramente porfídicas con fenocristales de feldespatos y cuarzo de hasta 2,5 cm.

Los macizos de Romeral y Cabezas son muy heterogéneos, definiéndose como leucogranitos de grano medio localmente asociados a bolsadas y venulas de leucogranito de grano fino y pegmatítico, normalmente de distribución muy irregular. El macizo de Roblazos es bastante más homogéneo, con predominio de facies de grano medio algo porfídicas.

Salvo algunos pequeños afloramientos intrusivos en los materiales metamórficos, no representados cartográficamente (sectores de Cerro Alarcón, Cerro Veneno y El Madroñal), con foliaciones concordantes con la estructura regional metamórfica, probablemente tradicinemáticos respecto a la F₂ los leucogranitos deben representar tipos intrusivos en las facies de composición más intermedia, como ocurre en sectores mejor conocidos de la Sierra de Guadarrama (VIALETTE *et al.*, 1981).

Petrográficamente los leucogranitos son rocas granudas holocristalinas con texturas normalmente equigranulares de carácter hipidiomorfo o panalotriomorfo. Están constituidos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, biotita y cordierita. Como accesorios aparecen andalucita, apatito, circón, opacos y turmalina. Clorita, rutilo, esfena y moscovita son los minerales secundarios habituales.

El cuarzo forma cristales alotriomorfos a veces subidiomorfos de tendencia microporfídica. También hay cuarzoides tardíos, que incluyen biotita, plagioclasa y feldespato potásico, o que aparecen en intercrecimiento micrográfico con ambos feldespatos.

La plagioclasa es de composición An 8-14, de hábito prismático con idiomorfismo moderado. El carácter algo microporfídico que puede presentar, así como su autormorfismo elevado en algunos leucogranitos, nos induce a pensar que es una de las primeras especies minerales en cristalizar. Se puede presentar con zonado normal o directo, existiendo individuos con

núcleos residuales, normalmente muy alterados, de andesina (An 37) en las facies de grano más basto. Presenta bordes más albiticos, a veces mirmequíticos, más frecuentemente que las adamellititas.

El feldespato potásico forma cristales alotriomorfos de carácter intersticial. Presenta pertitas en venas o parches, y, eventualmente, bordes albiticos. La biotita, normalmente subordinada respecto a la moscovita, presenta un largo periodo de cristalización, desde láminas rojizas, a veces incluidas en cuarzo o plagioclasa, hasta cristales de morfologías aciculares disarmónicos tardíos, a veces asociada a moscovita en agregados radiales intersticiales.

La moscovita se presenta con carácter primario en grandes placas de hábito laminar, intersticiales. Normalmente es de carácter reaccional con los feldespatos, biotita o silicatos aluminicos del leucogranito. Son frecuentes los haces mocovíticos de carácter tardío post-magmático.

La cordierita es frecuente aunque sea en proporciones accesorias. Normalmente aparece en cristales intersticiales tardíos aunque existen algunos cristales mayores algo más automorfos, que incluyen plagioclasa, biotita y cuarzo. En general está muy alterada a agregados pinníticos.

La andalucita aparece accesorial, en pequeños cristales a veces con pleocroismo rojizo. Está habitualmente aureolada por moscovita.

El apatito y circón se presentan en pequeños cristales, normalmente idiomorfos, que rara vez aparecen agrupados. Suelen ir incluidos en las fases minerales principales del granitoide. La turmalina aparece concentrada en las facies pegmatíticas de los leucogranitos.

A veces los leucogranitos presentan nódulos o cavidades globulosas ocre, enriquecidas en minerales siderófilos del tipo goethita, hematites, etc.

3.1.3. Tonalitas (s.l.)

Aparecen pequeños macizos (no cartografiables) de escala métrica en los contactos entre orto y paragneis en la zona del Vétago. Están afectadas por deformación en los bordes del afloramiento, mostrando ordenación de plagioclasas y deformación de la matriz concordantes con la estructuración de las rocas metamórficas encajantes. Están atravesadas por diques de leucogranito, cuarzo-barinita y cuarzo-epidota.

Son rocas de composición cuarzodiorítica, con textura microgranuda, formadas por plagioclasa, maclada y zonada, que raramente forma fenocristales, y como máficos anfíbol verde y biotita. A veces la biotita sustituye al anfíbol con neoformación de esfena y opacos. Como accesorios esfena y apatito con textura acicular.

No se han observado efectos de metamorfismo de contacto sobre las rocas encajantes, posiblemente como consecuencia de la reducida extensión de estos macizos.

3.2. ROCAS FILONIANAS POSTHERCINICAS

Los materiales del complejo ígneo y metamórfico, descrito anteriormente, están atravesados por diversas rocas filonianas que, a continuación, se describen siguiendo el orden cronológico de intrusión, deducido por sus interrelaciones en y fuera de la zona estudiada.

3.2.1. Microgranitos, aplitas y pegmatitas

Son diques de composición leucogranítica, que aparecen con potencias variables (de centímetros a metros). Algunos de estos diques aparecen claramente deformados dentro de la serie metamórfica y no solo por los episodios tectónicos dúctil-frágiles más tardíos sino también por las etapas finales de plegamiento. Presentan las mismas asociaciones minerales que los leucogranitos ya descritos, salvo algunas variedades granotíferas. Son más moscovíticos, con texturas micrográficas y esferulíticas abundantes. En la zona estudiada no son representables cartográficamente.

3.2.2. Pórfidos graníticos (5)

Aparecen en diques de potencia variables entre varios decímetros y la decena de metros, con recorrido longitudinal continuo que no sobrepasa los 3 km. La orientación general es N 60 E aunque en algunos casos los diques están dislocados o afectados por arqueamientos de carácter tectónico. Los contactos con las rocas encajantes son netos y muestran bordes enfirados afaníticos con texturas de flujo que pasan hacia el centro a textura granuda con fenocristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Son de composición granítica.

3.2.3. Diques de cuarzo (6 y 7)

Son de escasa potencia con un máximo de 3 m y recorrido longitudinal de hasta 3 km. Rellena fracturas de orientación variable dentro del cuadrante NE, a veces reactivadas, con brechificación del relleno. Los diques de dirección N 60 E muestra mineralizaciones asociadas de óxido de hierro y baritina. En la cartografía se han separado los tipos cuarzosos (6) de los enriquecidos en baritina (7).

3.3. ROCAS METAMORFICAS

En el capítulo de estratigrafía se han descrito sucintamente una serie de metasedimento preordovícicos intruidos por otoneises glandulares, que afloran en estrecha banda periférica a las rocas graníticas, por su parte NE. A continuación se describen las características petrográficas de los tipos diferenciados aunque no sea, en muchos casos, posible su representación cartográfica.

3.3.1. Ortogneises glandulares (1)

Son de todos los materiales metamórficos los que ocupan mayor superficie en la Hoja, incluyendo bandas de los metasedimentos, bien por plegamiento de los bordes del antiguo

pitón ígneo, bien como **septa**. Son homogéneos, con glándulas monocristalinas de feldespato potásico de dimensión variable entre 2 cm y 10 cm en casos esporádicos, siendo la media de 4-5 cm.

La distribución de las glándulas es variable en los distintos afloramientos de manera que, a veces, la densidad de megacristales es grande y, otras, predomina la matriz, lo que se interpreta como diferente distribución de fenocristales en el granitoide original. En zonas de deformación muy intensa el tamaño y morfología de las glándulas puede experimentar disminución y estiramiento.

Esporádicamente muestran enclaves elipsoidales de dimensión centimétrica de rocas microgranudas de color oscuro y de metasedimentos.

Los gneises glandulares presentan migmatización de diverso grado con leucosomas difusos de tipo nebulítico o siguiendo direcciones estructurales tardías. Son rocas de textura bandeada, con porfidoclastos de feldespato potásico, desde granoblásticas, cuando están migmatizadas a miloníticas y cataclásticas.

Las glándulas son de feldespato potásico pertítico, variablemente microclinizado, con inclusiones de biotita y plagioclasas con margen albitico. Ocasionalmente están marginados por una corona irregular de plagioclase albítica.

La matriz está constituida por cuarzo, variablemente deformado, feldespato potásico pertítico, plagioclase, a veces prismática, con señales irregulares de zonación y mirmequitas en los contactos con feldespato potásico, a veces cuarzo en gotas, biotita de pleocroismo marrón-rojizo, y sillimanita en husos de finos prismas, tanto ordenada en los planos de esquistosidad como incluida en cordierita, mineral frecuente que incluye también biotita de morfología irregular de las que, probablemente, procede por reacción de biotita + sillimanita. También haces de sillimanita incluidos en plagioclase. La andalucita es escasa, a veces relacionada con delgados prismas de sillimanita los que aparenta incluir y otras, lo más frecuentemente, incluida en feldespatos.

Como minerales accesorios hay circón, generalmente en biotita, apatito globular y, esporádicamente, xenotima. Hay moscovita tardía deformada sobre los silicatos aluminicos. Estos aparecen en toda la formación de gneises independientemente del contacto visible con los granitoides.

Algunas veces las glándulas están formadas por plagioclasas poligonizada y rara vez los gneises son plagioclásicos, sin feldespato potásico, representando probablemente variaciones composicionales iniciales.

Cuando los gneises glandulares y los paragneises aparecen como enclaves en grahitoides se neoforma espinela y coridoón. También se han observado en los mismo venas de contornos difusos de composición granítica y grano fino con prisma de andalucita incluyendo sillimanita, probablemente por fusión inducida por metamorfismo de contacto.

3.3.2. Paragneises esquistosos y gneises bandeados (8)

Muestran estos materiales una textura bandeada dada por agregados lepidoblásticos de biotita con sillimanita en fibras y primas delgados, alternando con bandas de cuarzo y oligoclase ácida maclada. Es frecuente la cordierita en cristales alargados según los planos de esquistosidad, que incluye sillimanita y biotita. Los bandeados muestran además, feldespato potásico intersticial.

Es frecuente la moscovita generalmente secundaria sobre biotita, sillimanita y cordierita, aunque no puede excluirse la posibilidad de que exista con carácter primario. Como accesorios más frecuentes, circón, apatito subredondeado y opacos.

3.3.3. Gneises plagioclásicos y metacuarcitas

Los primeros son rocas de texturas granoblástica con predominio de oligoclase ácida prismática, con zonaciones de poca variación composicional y numerosas inclusiones de cuarzo en gotas. La biotita, escasa, se presenta en láminas dispersas orientadas. Hay granate en pequeños cristales xenomorfos generalmente incluidos en los metablastos de plagioclase que también incluyen andalucita alotrioblástica, a veces relacionada con biotita.

Es escasa la proporción de feldespato potásico intersticial y sin pertitización aparente, formándose mirmequitas en sus contactos con las plagioclasas. Como accesorios apatito, circón y, con carácter tardío, turmalina y berilo.

Las bandas leucocráticas asociadas son de grano más grueso, de composición granítica con feldespato potásico pertítico, granate y andalucita incluida en plagioclase. Los márgenes biotíticos que limitan a estas bandas leucocráticas fueron de sillimanita.

Las metacuarcitas tienen textura granoblástica con los cuarzoes ligeramente alargados y deformados, con biotita, feldespato potásico y plagioclasas en proporciones menores y circón y granate como minerales accesorios.

3.3.4. Rocas de silicatos cálcicos

En la lámina delgada presentan estructura bandeada y textura granonematoblástica. Son rocas formadas por cuarzo, plagioclase, granate, clinopiroxeno tipo diopsido, anfíbol verde, clinozoisita y feldespato potásico intersticial. Opacos y esfena, en distintas proporciones, como accesorios.

Hay variaciones en la composición por formación de distintas asociaciones mineralógicas. Así se observan tipos ricos en cuarzo con granate y escaso diopsido. Otros de cuarzo, diopsido y anfíbol con plagioclase y feldespato potásico. En otros predomina la plagioclase maclada de composición intermedia con diopsido, anfíbol o granate según bandas.

De manera tardía aparece prehnita intersticial y en venas.

3.4. GEOQUIMICA

Los análisis químicos de rocas ígneas y metamórficas realizados para el mejor conocimiento de los materiales **hercínicos** incluidos en el área de la Hoja de Majadahonda, junto a análisis inéditos realizados por el C.R.P.G. de Nancy, se dan en los cuadros II, III y IV que siguen. En ellos figuran también las medias totales y las desviaciones standard, así como las normas CIPW y el contenido (p.p.m.) en elementos menores.

El cuadro II incluye los análisis de rocas adamellíticas porfídicas y no porfídicas, reflejando la no existencia de diferencias composicionales entre ambos grupos texturales. Geoquímicamente se caracterizan por contenidos normales de SiO_2 (69%) y Al_2O_3 (14%), altos de álcalis, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (7%) y bajos y poco variables de CaO y MgO (2% y 1%, respectivamente). Casi todas las muestras contienen corindón normativo (1%) por lo que pueden caracterizarse como tipos peraluminicos.

En los diagramas de DEBON et LE FORT (1983), basados en los de La ROCHE (1964), los puntos representativos de estas rocas se proyectan en el campo de las adamellitas típicas (fig. 5) con tendencia a granitos. En la figura 6 se ve como corresponden a tipos peraluminicos ricos en biotita que se alinean según una tendencia aluminico-cafémica. En cuanto al contenido en elementos menores y respecto al Ba-Rb-Sr (fig. 7) pueden clasificarse como granitos magmáticos normales ligeramente diferenciados (EL BOUSEILY and EL SOKKARY, 1975).

El cuadro III recopila los datos analíticos de los leucogranitos. Son tipos muy diferenciados caracterizados por altos contenidos de SiO_2 (74-75%) y álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 8\%$) y bajos en Fe_2O_3 (1-2%), MgO y CaO (menos del 1% en cada uno). Al igual que las adamellitas contienen corindón normativo (1%), siendo, por tanto, tipos peraluminicos. Su proyección en el diagrama de DEBON et LE FORT (1963), los clasifica como adamellítico-graníticos ricos en cuarzo (fig. 5) correspondiendo en general a leucogranitoides peraluminicos ricos en moscovita (fig. 6). Su contenido en elementos menores (fig. 7) Ba-Rb-Sr confirma que son granitos magmáticos fuertemente diferenciados, es decir originados en los últimos estados de la cristalización (EL BOUSEILY and EL SOKKARY, 1975).

El cuadro IV incluye análisis de un grupo heterogéneo de rocas; 9009 es una tonalita; 9061 corresponde a un pórfido granítico; 9047 y 9065 son gneises glandulares; y 9031 pertenece a un gneis plagioclásico.

La tonalita se caracteriza por una mayor basicidad que en los grupos estudiados anteriormente, por su bajo contenido en SiO_2 (59%) y álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 5\%$) y elevado de CaO y MgO (6% y 4% respectivamente) y Fe_2O_3 (7,5%). No contiene corindón normativo por lo que corresponde a tipo meaaluminicos. Su proyección en los diagramas de las figuras 5 y 6 incluyen en las rocas de afinidad granodiorítica de carácter metaaluminico con alto contenido de ferromagnesianos. La relación entre el contenido de los elementos menores Ba-Rb-Sr (fig. 7) indica que se trata de rocas granodiorítica poco diferenciadas y con alto contenido en calcio (TUREKIAN y WEDEPOHL, 1961).

Nº de muestra	9022	9036	9037	9038	9040	Ex.343	Ex.346	Ex.434	Media Total	Desviac. standard
SiO_2	70.80	69.60	70.90	69.40	69.80	66.75	68.84	71.14	69.65	1.43
Al_2O_3	14.15	14.66	14.27	14.02	14.27	15.39	14.65	14.72	14.52	0.44
Fe_2O_3	0.62	0.11	0.24	0.35	0.46	*0.61	*0.48	*0.38	0.41	0.17
FeO	2.57	2.86	2.69	3.32	2.86	*3.64	*2.85	*2.31	2.89	0.42
MnO	0.05	0.07	0.03	0.07	0.04	0.07	0.06	0.05	0.05	0.01
MgO	1.51	1.01	1.21	1.6	1.51	1.07	0.78	0.85	1.32	0.35
CaO	2.10	2.94	2.10	2.24	1.96	2.68	2.09	1.82	2.12	0.61
Na_2O	3.18	3.26	3.23	3.27	3.18	3.16	3.20	3.09	3.20	0.06
K_2O	4.32	4.61	3.59	4.36	4.50	4.19	4.22	4.42	4.28	0.31
TiO_2	0.41	0.32	0.34	0.48	0.43	0.60	0.46	0.34	0.42	0.09
P_2O_5	0.21	0.21	0.17	0.24	0.19	0.38	0.06	0.14	0.20	0.09
H_2O	0.24	0.75	1.15	0.71	0.75	(PF) 0.57	0.82	0.88	0.73	0.26
Total	100.16	100.40	99.92	100.07	99.95	99.11	98.51	100.14		
Q	27.96	23.92	30.62	24.83	26.24	22.94	25.96	28.52	26.72	
Or	25.53	27.24	21.21	25.76	26.59	25.49	25.87	26.65	25.29	
Ab	26.90	27.58	27.33	27.67	26.90	29.22	29.82	28.32	27.07	
An	9.05	11.76	9.31	9.54	8.48	11.13	10.35	8.28	9.21	
C	0.93		1.66	0.43	1.06	1.91	1.32	2.10	1.25	
Ilm	0.78	0.61	0.65	0.91	0.82	0.86	0.67	0.48	0.80	
Mt	0.90	0.16	0.35	0.51	0.67	0.76	0.60	0.48	0.59	
Hy	7.38	6.66	7.25	9.15	8.00	6.87	5.28	4.86	7.65	
Ap	0.49	0.49	0.39	0.56	0.44	0.82	0.13	0.30	0.46	
Di		1.23								
Ba	438	365	707	345	242	565	439	457		
Ce	297	48	3	364	362					
Cu	5	25	9	23	32	<10	<10	<10		
La	<1	27	23	30	33					
Ni	8	5	6	8	7	<10	<10	<10		
Rb	241	289	249	237	238	304	210	224		
Sr	166	152	144	151	152	13	110	110		
Y	20			15	13					
Zn	75	57	58	61	59					
Zr	202	160	139	204	182					

CUADRO II Composicion quimica y normativa de Adamellitas
(* Valores recalculados a índice standard $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0,1666$)

N° de muestra	9039	9043	9050	9058	Ex.341	Ex.423	Ex.435	Media	Desviac. standard
SiO ₂	70.80	77.80	71.64	73.50	76.68	76.04	76.15	74.66	2.69
Al ₂ O ₃	14.67	11.21	15.66	12.76	12.73	12.48	12.33	13.12	1.52
Fe ₂ O ₃	0.19	0.56	0.16	0.23	*0.13	*0.17	*0.16	0.23	0.15
FeO	1.12	0.83	1.37	1.60	*0.75	*1.01	*0.95	1.09	0.30
MnO	0.05	0.05	0.03	0.02	0.04	0.05	0.04	0.04	0.01
MgO	0.20	1.01	0.52	1.01		0.25	0.29	0.47	0.40
CaO	1.12	0.15	0.66	1.32	0.40	0.43	0.79	0.70	0.19
Na ₂ O	3.48	3.53	3.35	3.14	3.24	3.18	3.00	3.27	0.41
K ₂ O	4.86	4.68	4.96	5.00	5.08	4.44	4.63	4.81	0.23
TiO ₂	0.61	0.03	0.04	0.17	0.04	0.07	0.05	0.14	0.21
P ₂ O ₅	0.06	0.02	0.03	0.11	0.14			0.05	0.05
H ₂ O	2.15	0.52	0.94	1.05	(PF)0.52	0.62	0.40	0.89	0.05
Total	99.51	100.39	99.36	99.91	99.75	98.74	98.79	99.47	
Q	28.98	37.08	29.98	30.93	35.40	36.97	36.55	34.42	
Or	28.72	27.65	29.31	29.65	30.65	27.13	28.24	28.42	
Ab	29.44	29.87	28.34	26.57	29.71	29.53	27.81	27.67	
An	5.16	0.61	3.08	5.83	1.09	2.21	4.05	3.15	
C	1.79	0.11	3.65	0.05	1.69	1.88	1.07	1.38	
Ilm	1.16	0.06	0.08	0.32	0.06	0.10	0.07	0.27	
Mt	0.28	0.81	0.23	0.33	0.16	0.21	0.20	0.33	
Hy	1.48	3.62	3.67	5.02	0.95	1.97	2.02	2.83	
Ap	0.14	0.05	0.07	0.25	0.30	0.0	0.00	0.12	
Ba	121	96	112	69	22	75	101		
Ce			4	411					
Cu	68	65	10	9	<10	<10	<10		
La	<1	12	17	30					
Ni	4	3	3	4	<10	<10	<10		
Rb	450	451	392	300	304	352	253		
Sr	25	21	21	101	13	27	39		
Y	15	25	46	17					
Zn	36	40	30	41					
Zr	83	86	110	120					

CUADRO III Composición química y normativa de Leucogranitos
(* Valores recalculados a índice standard Fe₂O₃/FeO = 0,1666)

N° de muestra	9047	9065	9031	9009	9061
SiO ₂	71.00	67.20	69.80	59.00	72.30
Al ₂ O ₃	14.40	15.51	14.27	15.55	13.51
Fe ₂ O ₃	1.04	0.21	0.34	1.75	0.92
FeO	2.18	4.02	3.43	5.24	1.61
MnO	0.03	0.05	0.08	0.13	0.05
MgO	1.61	1.62	2.02	4.13	0.70
CaO	0.84	1.55	2.52	5.75	1.82
Na ₂ O	2.53	2.73	4.07	2.86	3.26
K ₂ O	4.65	4.47	1.64	2.05	4.68
TiO ₂	0.35	0.48	0.37	1.02	0.27
P ₂ O ₅	0.14	0.24	0.88	0.22	0.03
H ₂ O	1.67	1.47	0.91	2.09	0.77
Total	100.44	99.55	100.33	99.79	99.91
Q	33.49	26.19	31.39	14.36	29.82
Or	27.48	26.41	9.69	12.11	27.65
Ab	21.41	23.10	34.43	24.20	27.58
An	3.25	6.12	6.75	23.55	8.42
C	4.02	3.94	3.33		
Ilm	0.66	0.91	0.70	1.94	0.51
Mt	1.51	0.30	0.49	2.54	1.33
Hy	6.63	10.54	10.59	15.61	3.42
Ap	0.32	0.56	2.04	0.51	0.07
Di				2.89	0.35
Ba	1248	680	367	550	150
Ce	4	286	439	34	
Cu	22	8	8	8	24
La	2	21	18	8	14
Ni	4	4	7	22	5
Rb	191	178	126	128	280
Sr	213	185	160	241	122
Y		28	33	27	15
Zn	57	69	61	185	48
Zr	130	180	160	182	145

CUADRO IV Composición química y normativa de las rocas metamórficas, enclaves y diques

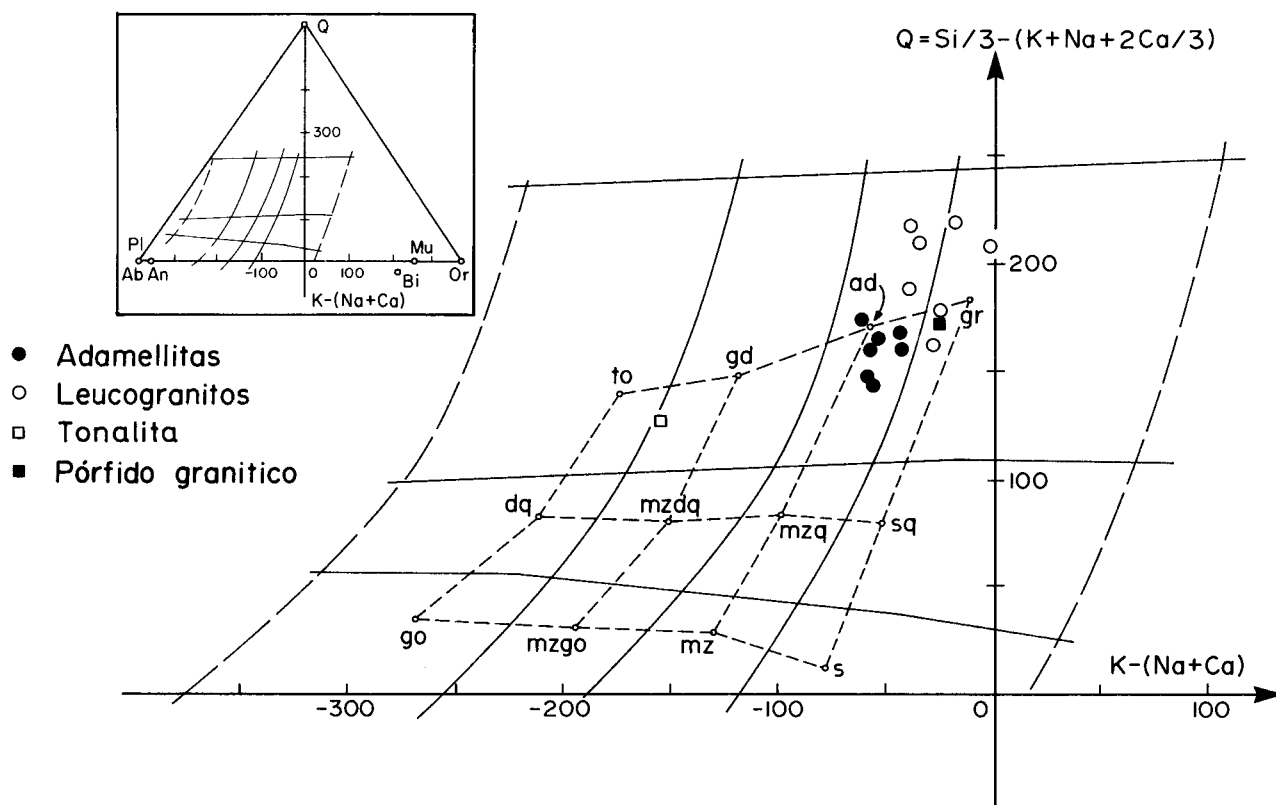


Fig. 5.— Posición de las rocas Igneas analizadas en el diagrama químico-mineralógico de Debon-Le Fort (1983)

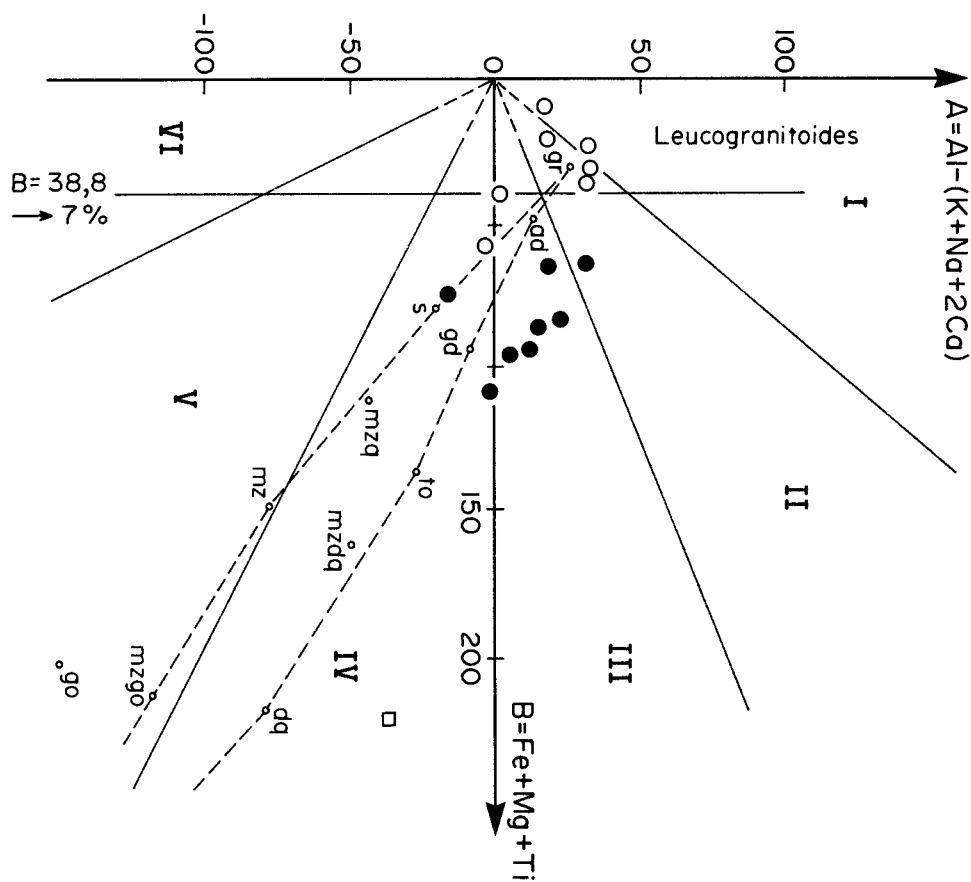


Fig. 6.— Posición de las rocas Igneas analizadas en el diagrama A-B de Debon-Le Fort (1983). (La abscisa B separa los campos peraluminicos I-II-III de los metaaluminicos IV-V-VI).

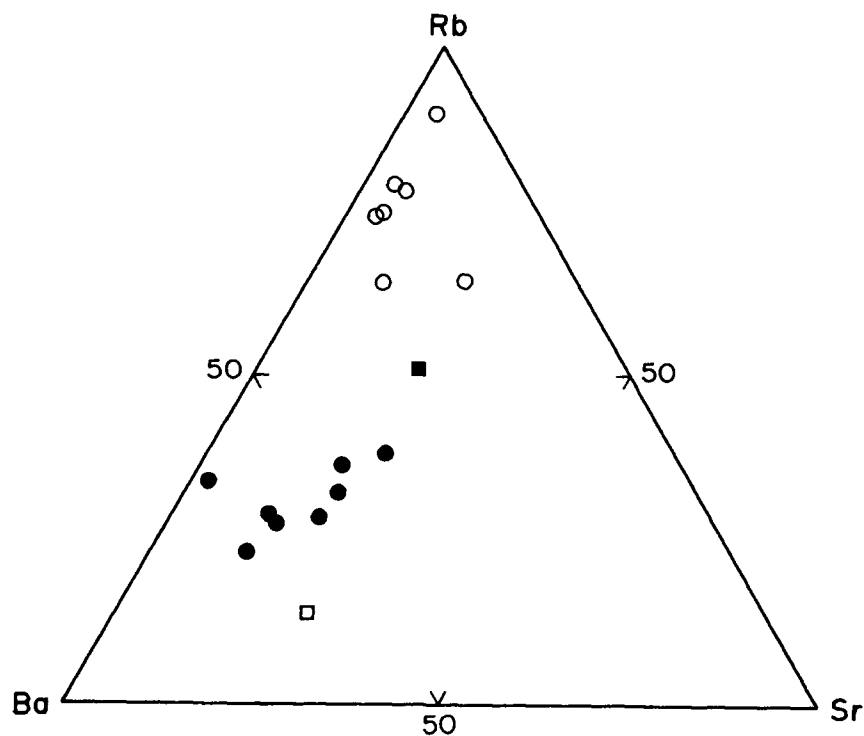


Fig. 7.— Proyección de las rocas ígneas analizadas en el diagrama Ba-Rb-Sr.

El conjunto de los granitoides, es decir leucogranitos, adamellitas y tonalitas, parece presentar una serie de diferenciación bien definida (A-F-M, Fig. 8), aunque la ausencia de correlación y de pautas definidas entre algunos elementos, traza (Zr-Ba, Zr-Y, por ejemplo) no avala dicha hipótesis y apunta más a la existencia de grupos genéticamente independientes o de tendencia de variación diferentes.

El pórfido granítico corresponde a una roca rica en sílice ($\text{SiO}_2 = 72\%$), con un quimismo típicamente granítico, elevada proporción de álcalis ($\text{Na}_2 + \text{K}_2\text{O} = 8\%$), bajo contenido de Fe_2O_3 (menos del 3%), MgO (menos del 1%) y CaO (menos del 2%). No contiene corindón normativo y su proyección en los diagramas de clasificación de elementos mayores (Fig. 5) y menores (Fig. 7) lo sitúa en el campo de los granitos s.s.

Los gneises glandulares se caracterizan por el contenido variable de SiO_2 (67-71%), alta proporción de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ mayor de 1), valores bajos de Fe_2O_3 (menor del 4%), MgO (1,5%) y CaO (1%). Contienen corindón normativo (4%) y en cuanto a elementos menores hay que destacar la variabilidad de Ba, Ce e Y. Son rocas de quimismo análogo a muchos de los gneises glandulares de la Sierra de Guadarrama (NAVIDAD, 1979; VILLASECA, 1983), que han sido interpretados como tipos ortogneísicos.

El gneis plagioclásico es más subalcalino, con relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ menor de 1, y contenido en CaO y MgO ligeramente superior al de los gneises glandulares, siendo, al igual que estos, de carácter peraluminico.

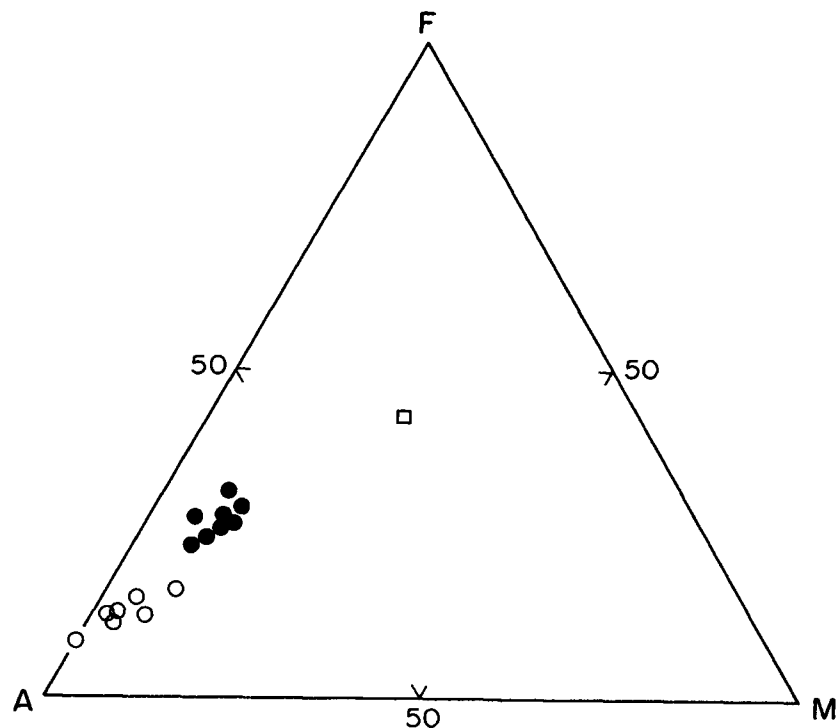


Fig. 8.— Diagrama A-F-M de las rocas analizadas.

4. GEOMORFOLOGIA

Dos claros dominios mayores pueden reconocerse en la Hoja de Majadahonda. La rampa de la Sierra que ocupa buena parte del cuadrante NW de la zona en estudio y la Depresión terciaria de la Cuenca de Madrid que conforma el resto del territorio.

La rampa de la Sierra. De acuerdo con SCHWENZNER (1936), la rampa en este sector es la altiplanicie que adosada al cuerpo de la Sierra queda separada de la Depresión terciaria por un escalón de dirección NE-SW, o línea morfotectónica meridional del Sistema Central de VIDAL BOX (1942), y que por su sentido morfográfico denominó rampa de Castilla la Nueva. Siguiendo, igualmente, su división de la Rampa de Castilla la Nueva, la rampa de la Hoja se encuentra a caballo entre la de San Martín de Valdeiglesias y la de San Lorenzo-Villalba-Cercedilla.

Para PEDRAZA (1989), la evolución morfogenética del Sistema Central comienza por una primera etapa que definiría una superficie tipo penillanura poligénica ya al final del Cretácico-Eoceno, una segunda que generaría *pediments* de sabana con procesos de *etching*, quizás del Oligoceno al Plioceno medio inclusive (equivaldría en la Cuenca al ciclo de arcosas), la tercera etapa es la que él llama de generación de *pediments* áridos, en la cual habría una previa reestructuración de los relieves por la tectónica y, la última, plio-pleistocena a la actualidad, la caracteriza por la **remodelación degradante de esas planicies**. Entre la tercera y cuarta etapa ocurriría otra importante desnivelación tectónica. Este esquema, permite entonces encuadrar los distintos accidentes de la cartografía geomorfológica (ver mapa adjunto) realizada en la rampa con las dos últimas etapas de PEDRAZA (o.c.).

Se ha diferenciado dos superficies de erosión, ambas tendidas hacia la Depresión, con cotas absolutas de 900 m-870 m, la más alta y antigua, y de 830-800 m la inferior que corresponden a la etapa de *pediments* áridos. Éstas podrían ser los páramos o planicies de meseta (*Mesetaflache*) M_2 y M_1 de SCHWENZNER (o.c.). Ellas se relacionan también con las superficies S_{II} y S_{III} de LAZARO OCHAITA y ASENSIO AMOR (1977). Los relieves residuales de la etapa anterior (Longueras, 972 m; Cerro Cabezas, 885 m, etc.), se ubican solamente en conexión con estas dos superficies de erosión.

De la cuarta etapa son las plataformas de 750 m-700 m, 700 m-690 m y 690 m-670 m. Coincidiendo con LAZARO OCHAITA y ASENSIO AMOR (o.c.), la primera de las plataformas a 750 m-700 m, que denominan S_{IV} , tiene su equivalente en la Depresión en la superficie divisoria de Majadahonda-Alcorcón, restos de una altiplanicie que separa hoy el valle del Guadarrama del valle del Manzanares.

La superficie a 700 m-690 m puede representar en la Cuenca la superficie divisoria de Villanueva de la Cañada-Brunete-Sevilla la Nueva y por último, la superficie de 690-670 m es una superficie tendida hacia los arroyos que la recortan, colgada a + 60 m de éstos, sin duda representa el inicio de la organización pleistocena de la red del río Perales.

La red fluvial en la rampa se organiza a favor del sistema de fracturas. La dirección NE-SW (50° - 60°) da origen a marcados valles estructurales agargantados como los arroyos de Valdeyerno y Valdequemado. Las direcciones NW-SE (120° - 140°) y NNE-SSW (30°) condicionan

igualmente el modelo de red, siendo la dirección NW-SE la responsable de la evacuación del flujo por entallados valles a los ríos de la Depresión (por ejemplo, el Aulencia).

Otras formas menores son las barras rocosas de rocas filonianas o fallas recrystalizadas y las pequeñas depresiones de drenaje deficiente, conocidas localmente con el nombre de Toyas.

La Depresión terciaria. Un accidente singular que separa la rampa de la cuenca arcósica es la llamada por VIDAL BOX (o.c.), Línea morfortectónica meridional del Sistema Central. Este frente de discontinuidad litológica y estructural de dirección NE-SW, es un escarpe de falla exhumado por la erosión y retocado por acciones erosivas. Destaca nitidamente en el terreno dando un talud o escalón de más de 60 m, muy visible desde Quijorna, al sur. A su pie o adosados a la rampa se encuentran relieves estructurales monoclinales calizos del Cretácico superior o de areniscas silicificadas paleógenas, al igual que barras rocosas de estos materiales.

En la cuenca arcósica los elementos geomorfológicos mayores son: las superficies divisorias y los valles fluviales. De las superficies divisorias dos son las más importantes, la superficie de Majadahonda-Alcorcón (en cotas por encima de los 700 m) que es el interfluvio de los ríos Manzanares y Guadarrama y la superficie de Villanueva de la Cañada-Brunete-Sevilla la Nueva (680 m a 660 m) que separa el río Guadarrama del río Perales, son de distinta edad. La de Majadahonda-Alcorcón, de edad pleistoceno inferior, es correlativa con la construcción de las primeras terrazas del sistema fluvial Jarama-Henares. La otra hay que referirla a momentos más próximos a los actuales pero también del Pleistoceno inferior coetáneos con la terraza de + 90-94 m del río Guadarrama, de acuerdo con la opinión de LAZARO OCHAITA y ASENSIO AMOR (c.o.).

El valle del Guadarrama de sección asimétrica tiene en su margen izquierda un sistema de superficies-glacis de erosión que se articulan a partir de la superficie divisoria de Majadahonda-Alcorcón. Por el contrario, en la margen derecha, se desarrollan una secuencia de terrazas entre la de + 8-10 m y + 90-94 m. La terraza de + 27-28 m, por su potencia y litofacies anómalas, con respecto a ella misma aguas arriba del arroyo de los Palacios y con el resto de las terrazas, podría indicar un principio de inestabilidad tectónica que es coincidente cronológicamente con el hundimiento del valle del Manzanares, aguas abajo de Madrid y con el engrosamiento de la terraza de + 30 m en el valle del Alberche (PEDRAZA, 1976). El carácter también particular de la terraza de + 8-10 m del Guadarrama y del Aulencia parece prolongar en el tiempo este hecho. La terraza de + 27-28 m, y a falta de mejores datos, sería una terraza compleja que comprendería su propio nivel y los de + 16 m y + 22 m, presentes en otros arroyos y ríos de la zona.

El valle del río Perales, es la otra gran cuenca hidrográfica de la Hoja. Es de evolución más moderna que el Guadarrama y tiene un sistema de terrazas a: + 8-10 m; + 16 m; + 22-24 m; + 30-32 m; + 40-42 m; + 54-56 m y + 63-64 m. su disimetría es del mismo signo que la del Guadarrama, lo que hace pensar en un control tectónico por levantamiento continuado del bloque de la Sierra. Este control tectónico-estructural es evidente en las trazas de los ríos en este sector de la Depresión. Se alinean o cambian de dirección a tenor de las líneas de fracturas principales señaladas antes en la rampa. Así, el Perales y los arroyos del Plantío y de

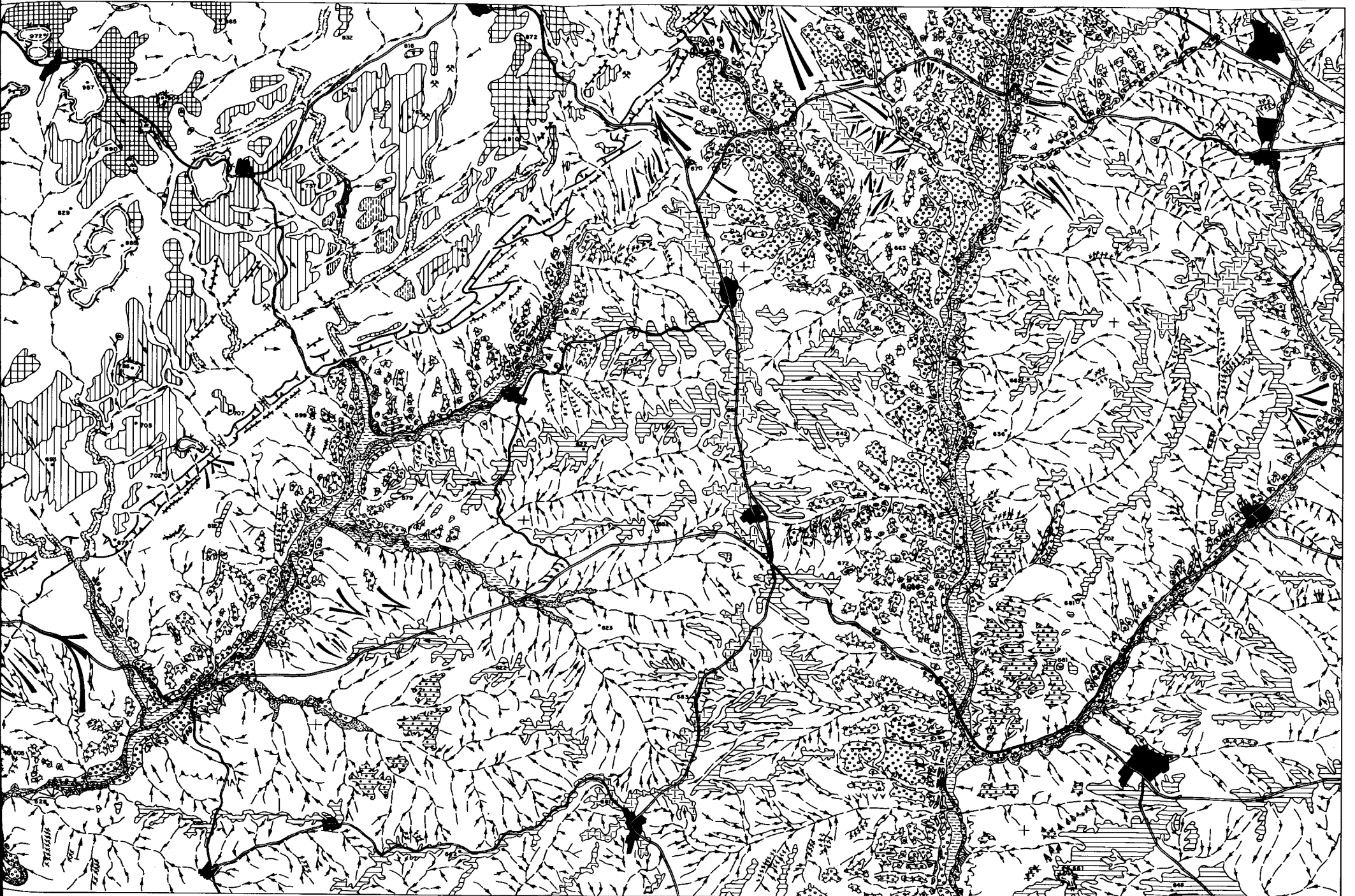
la Vega se ajustan a la dirección NE-SW; el Aulencia y otros arroyos de la margen derecha del Guadarrama y Perales siguen cursos NW-SE, etc. En fin, el Guadarrama sigue un eje rectilíneo N-S que no es excepcional en la Cuenca de Madrid, un ejemplo es el río Jarama.

Otros valles disimétricos deben tener su origen en factores climáticos por la distinta orientación y comportamiento de las vertientes durante los períodos fríos y húmedos del Cuaternario (VAUDOUR, 1979). Finalmente, cabe señalar rellanos estructurales conservados por la presencia de conglomerados y arcosas gruesas en la series aragoneses.

Los procesos morfogenéticos activos en la actualidad se concentran en la acción de las aguas corrientes, tanto de flujo concentrado (barrancos y *bad-lands*) como de lavado de vertientes, avivados por la presión urbana creciente del territorio.

MAJADAHONDA

558
18-22



ESCALA GRAFICA



0 500m 1 2 3 4 5 6 7 8 Km.

AUTORES: A. Pérez González
J.M. Portero García
J. Gallardo Díaz





MAPA GEOMORFOLOGICO

LEYENDA





TOPOGRAFIA E HIDROGRAFIA

-  Altitud en metros
-  Canales con flujo permanente o semipermanente, temporal o esporádico













FORMAS FLUVIALES

-  Fondos de valle o vaguada
-  Llanuras aluviales
-  Terrazas
-  Garganta






FORMAS POLIGENICAS

-  Superficies divisorias
-  Superficies/glacis
-  900-870 m.
830-800 m.
750-700 m.
700-690 m.
690-670 m. } Superficies de erosión sobre el macizo antiguo
-  Glacis







FORMAS ESTRUCTURALES Y TECTONICA

-  Barras rocosas en calizas
-  Barras rocosas en arenisca silicificada
-  Barras rocosas en rocas filonianas o fallas recrystalizadas
-  Monoclinal en caliza
-  Monoclinal en arenisca silicificada
-  Falla
-  Falla inversa
-  Estratificación subhorizontal
-  Estratificación inclinada
-  Escarpe de falla por disección (Línea morfotectónica meridional del Sistema Central)
-  Valle con control tectónico
-  Rellano en conglomerado y en arcasas gruesas









FORMAS ANTROPICAS

-  Núcleo urbano
-  Pantano
-  Carretera
-  Ferrocarril
-  Cantera

MORFODINAMICA

-  Lecho y talud de canales de flujo permanente o semipermanente
-  Barrancos, arroyos, con o sin cauces definidos
-  Cárcavas
-  Conos activos
-  Socavamiento lateral
-  Zona de encharcamiento (Toya)

SIGNOS GEOMORFOLOGICOS DIVERSOS

-  Coluviones y depósitos de pie de talud
-  Relieves residuales
-  Escarpe, talud (<60m.)
-  Escarpe de valle disimétrico
-  Escarpe por cambio de facies
-  Escarpe de terraza
-  Pendiente < 5°
-  Pendiente 5-40°

5. HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos que aparecen en la Hoja de Villaviciosa de Odón han sido atribuidos a sedimentos preordovícicos de características predominantemente pelíticas con algunas esporádicas y finas intercalaciones de calizas y samitas, sin que puedan aportarse más datos sobre espesores, medios de sedimentación etc., debido al intenso metamorfismo que en la actualidad presentan.

Tampoco pueden caracterizarse como estos sedimentos fueron deformados por los movimientos caledónicos, pero si puede apuntarse que en relación con estas deformaciones, fueron intruidos por masas graníticas (s.l.) que hoy constituyen los ortogneises de la zona (VIALETTE *et al.*, 1985, in litt.).

En la evolución histórica de estos materiales tiene una importancia dominante la orogenia hercínica en cuanto condiciona su evolución metamórfica y los procesos de intrusión de los granitoides correlativamente a los fenómenos de deformación dúctil y frágil de unos y otros, que se sucede con arreglo al esquema de metamorfismo-plutónico propuesto por FUSTER *et al.*, (1974). Los primeros estadios de fusión (anatexia) de las rocas serían tardíos respecto a la primera etapa metamórfica de la F_1 . El metamorfismo seguiría produciéndose hasta la F_3 y tardíamente se produciría una importante etapa de intrusión de granitoides, con los consiguientes efectos de metamorfismo de contacto sobre las rocas encajantes. Existe un desfase temporal entre la fusión de mayor intensidad y el emplazamiento de los magmas en niveles más superficiales que es el responsable del carácter tardío y postcinemático de este plutonismo (APARICIO *et al.*, 1983).

Fases tardías de deformación (F_4 y posteriores) produjeron la fracturación de los granitoides y rocas metamórficas (sin olvidar que algunos movimientos de desgarre tuvieron lugar anteriormente durante el desarrollo de la formación dúctil) y la sucesiva inyección del cortejo filoniano. Estas fases se pueden situar antes del Pérmico inferior (SOERS, 1972). Las fracturas se reactivaron durante la orogenia Alpina.

En la Hoja no existe registro sedimentario hasta el Cretácico superior. Los afloramientos permo-triásicos más cercanos se sitúan a 75 km al noreste (Valdesotos, Hoja 20-19: Valdepeñas de la Sierra), el Jurásico más próximo a 110-120 km también al noreste y el Cretácico inferior aún más alejado. En la Hoja el Cenomaniense se sitúa directamente sobre el zócalo granítico-gneísico a través de una importante zona de alteración con formación de suelos de tipo tropical. Lo más probable es que durante la mayor parte del Pérmico y Mesozoico esta zona fuera área de erosión o continente emergido.

El Cretácico superior ocupa una posición muy marginal en la cuenca, desarrollándose facies continentales y litorales afectadas de numerosas interrupciones sedimentarias.

En la evolución vertical de la serie cretácica del borde sur del Sistema Central se pueden diferenciar claramente dos ciclos sedimentarios, ambos de carácter transgresivo-regresivo.

El ciclo inferior tuvo su desarrollo durante el Cenomaniense-Turoniense. Se inicia con los depósitos fluviales de la Fm. Arenas de Utrillas (que en esta zona tiene una edad probable Cenomaniense superior-Turoniense muy inferior). La tendencia transgresiva se manifiesta por

la instalación de llanuras de marea siliciclásticas durante el Turoniense. Posteriormente se inicia el subciclo regresivo, que en la Hoja falta por erosión y/o no deposición durante el Coniaciense.

El ciclo superior se desarrolla durante el Senoniense y tiene también un carácter transgresivo-regresivo. En la Hoja solo está presente a partir de las unidades que representan el máximo transgresivo del ciclo durante el Santoniense superior, estando la zona emergida durante el Coniaciense-Santoniense medio. En el Santoniense superior se encuentran ambientes litorales con desarrollo de barras costeras, con fuerte influencia siliciclástica, que reposan discordantes sobre los términos mareales del Turoniense. Después de forma bastante rápida se inicia la tendencia regresiva, existiendo en la Hoja llanuras supramareales con profusión de tapices de algas, brechas con cantos planos y *ponds* donde se acumulaban oncolitos. La etapa regresiva culmina al ser ocupada todo el borde sur del Sistema Central por depósitos mareales y supramareales muy restringidos, incluso posiblemente de tipo *sebkha*, que en casi toda la zona fueron dismanteladas durante una etapa erosiva finicretácica o paleógena, quedando solamente algunos retazos aislados por debajo de los primeros depósitos terciarios. Esta etapa erosiva está en relación con los primeros movimientos alpinos que delimitan grandes cuencas relativamente aisladas en las dos Mesetas y Sistema Ibérico, la similitud de facies a ambos lados del Sistema Central (Salamanca-Avila y Quijorna) indica que no existían relieves que separaran las mesetas en el Pelogeno más inferior (Paleoceno-Eoceno medio). Durante estos tiempos hay sedimentación en ambiente continental a base de depósitos de canales, llanuras de inundación desarrollados en zonas relativamente peneplanizadas y en relación con aparatos deposicionales de tipo abanico aluvial húmedo en un clima tropical o subtropical con algunos períodos de aridez mayor.

Resulta evidente que existe una importante incertidumbre por lo que respecta a la edad de los materiales arcósicos plegados. La evidencia suministrada por el yacimiento de los Barros (GARZON *et al*, 1978) indica que hay sedimentación arcósica anterior al Oligoceno medio (GARZON *et al*, 1981) es decir durante un ciclo que debe corresponder a la Unidad detrítica Inferior (Eoceno superior-Oligoceno superior) y posiblemente incluir la superior (Oligoceno superior-Mioceno inferior). Las características de la sedimentación nos habla de sistemas deposicionales de tipo abanicos aluviales en clima relativamente árido, lo cual coincide con la aridificación progresiva existente a partir de la *Gran Ruptura faunística de Strehlin* del Oligoceno inferior. Parece lógico concluir que el Sistema Central comienza a individualizarse a finales del Eoceno principios del Oligoceno diferenciándose la Bóveda Castellano-Extremeña (ALIA, 1976), adquiriendo un nuevo significado la fase Pirenaica. El final de esta etapa arcósica es asimilada por PEDRAZA (1981) a la fase Castellana (intraoligoceno superior), sin embargo, en base a los datos antes citados y a la datación Headoniense (paso Eoceno-Oligoceno) de una ruptura sedimentaria equivalente, en la zona de Beleña de Sorbe (Hoja 20-21: Jadraque), proponemos esta nueva cronología de acontecimientos a la espera de dataciones más precisas que confirmen una u otra hipótesis. Según PEDRAZA (1981) en esta primera etapa aún no puede hablarse de un borde macizo-cuenca, como el que hoy existe pero si de un *conjunto o franja que representa una zona de transición dinámica entre dos conjuntos antagónicos: el macizo, tendente a los movimientos positivos y las cuencas adyacentes tendentes a la subsidencia o movimiento negativos*. En toda la evolución del Sistema Central juegan un importante papel las fallas preexistentes que son fundamentalmente las

alineaciones tardihercínicas fundamentalmente: NE-SO, NNE-SSO, NO-SE y ENE-OSO, que son reactivadas con diferentes comportamientos cinemáticos en las sucesivas etapas.

Afectando a las unidades arcósicas plegadas (Unidad de Santibáñez) hay evidencia de al menos dos fases de deformación; la más antigua da lugar a desgarres ENE prácticamente E-O sinistral y pliegues asociados. Puede relacionarse tentativamente con la fase finioligocena ó Castellana (PEREZ GONZALEZ *et al*, 1971) con compresión regional NE-SO. Las fallas NE-SO se comportan como normales produciendo desnivelaciones macizo-cuenca. Una segunda fase menos intensa con compresión ENE-OSO casi E-O es relacionable con la fase intramiocena ó Neocastellana (AGUIRRE *et al*, 1976). Da lugar a pliegues cruzados con los anteriores y a nuevas desnivelaciones macizo-cuenca.

Según PEDRAZA (1981) es *durante estos tiempos* y durante el Mioceno cuando se diferencian aquellas fallas que actuarán (mediante reactivación) como contacto definiendo los sucesivos límites macizo-cuenca. Tras un primera fase inicial (*Castellana*) se producen sucesivamente una serie de ellas (*Neocastellana, Complutense, Intravallesiense etc.*) que agudizan progresivamente el relieve mientras que las etapas distensivas correspondientes producen el hundimiento de la cuenca.

Durante el Mioceno y con diferentes impulsos se rellena la cuenca con potentes series de arcosas depositadas mediante un sistema de abanicos aluviales coalescentes, en un clima contrastado bastante semejante al actual, que PEDRAZA define como *Pedimentación tipo sabana*. Una cierta reactivación tectónica se produce en el paso Aragoniense inferior-superior (entre Orleaniense y Astaraciense) que se detecta por el carácter grano creciente de la serie y la expansión hacia el centro de la cuenca y bordes de la sedimentación arcósica grosera.

La colmatación de las cuencas terciarias se realiza durante el Plioceno (PEREZ GONZALEZ, 1979). En la Hoja faltan por erosión y/o no deposición los términos correspondiente al Mioceno superior y Plioceno. Sin embargo la existencia de depósitos vallesienses plegados en el límite entre el macizo y la cuenca (ver 2. TECTONICA) y el contacto por falla inversa entre Mioceno y zócalo granítico-gneístico nos hablan de una fase o fases de deformación en el Mioceno superior que unidas a la distensión posterior Pliocena, que es de gran importancia morfogenética, producen reactivaciones de fallas NE-SO y NNO-SSE que configuran el Sistema Central y como es hoy.

La evolución cuaternaria, al igual que ocurre en el resto de la cuenca, sigue un modelo de dismantelamiento progresivo del territorio por el descenso continuado de los niveles de base regionales, interrumpidos por períodos de relativa estabilidad durante los cuales terminan de formarse extensas superficies de erosión cuyos relictos son las superficies divisorias de Fuencarral-Alcorcón y de Villanueva de la Cañada-Brunete-Sevilla la Nueva. La implantación de la red fluvial, tal y como se ve hoy, es un fenómeno relativamente reciente. El río Guadarrama es el curso más antiguo con una edad probable del Pleistoceno inferior pleno o tardío. Las otras redes, río Perales y Aulencia, son más jóvenes del Pleistoceno inferior-medio y principio del medio, respectivamente. La construcción de los valles están controlados además por las fracturas profundas del zócalo antiguo que determinan direcciones preferentes

de los cursos fluviales, por el movimiento relativo Sierra-Depresión dentro de un marco general de levantamiento. Las particulares anomalías de las terrazas de + 27-28 m y + 8-10 m del Guadarrama y + 8-10 m del Aulencia y la concordancia en el tiempo con otras circunstancias parecidas en el Alberche (PEDRAZA, 1976), pueden señalar una cierta inestabilidad tectónica en esos momentos de significado más amplio que el meramente local.

La influencia de las alternancias climáticas en la elaboración del paisaje de los valles es algo que todavía falta por dilucidar. Es evidente una alteración progresiva de los elementos graníticos de las terrazas más bajas a las más altas, así como una mayor madurez de los suelos, de abajo a arriba, pero es necesario encontrar un modelo preciso de influencia de esas fluctuaciones en el modelado del relieve de los valles fluviales.

En la historia más reciente o actual hay que destacar, principalmente, los fuertes procesos de erosión en amplios sectores de la margen izquierda del río Guadarrama y, en general, en zonas de la Hoja con sustrato arcóscico, favorecidos por una densidad de drenaje elevada, una desforestación importante y una presión urbana muy intensa desde las últimas décadas.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

Las explotaciones actuales se refieren a materiales graníticos y a minerales del complejo filoniano. Las adamellitas se explotan en una cantera situada en la carretera de Valdemorillo a la urbanización Cerro Alarcón, con fines ornamentales y para la construcción. En el km 7,3 de la carretera de Quijorna a Navalagamella está en actividad otra cantera que extrae leucogranitos para áridos. Pequeñas canteras abandonadas en uno y otro de los materiales citados son testigo de una pequeña actividad pasada, probablemente intermitente con destino al abastecimiento local.

La empresa Minero Metalúrgica Asturiana S.L., explota, en la concesión **Montañesa-Las Peñas** con entrada por el km 7 de la carretera de Quijorna a Navalagamella, un dique en baritina. La explotación se hace por realces con apertura de guías y sobreguías. El mineral es vendido sin tratar, se estría a mano y se moltura. Las reservas se calculan en 60.000 toneladas entre seguras y probables.

La mineralización consiste en baritina con cuarzo y fluorita como accesorios más importantes. También minerales opacos asociados: covellina y calcosina como principales y esfalerita, calcopirita, malaquita y pirita como accesorios.

También otros diques de baritina fueron objeto pasado de explotación en las concesiones **Dominica y Rodolfo, Josefina y Ma Soledad**, en parajes próximos a Fresnedillas de la Oliva. fueron explotadas por pocillos y calicatas. Como minerales asociados a la baritina, con carácter accesorio, se han determinado: galena, fluorita, esfalerita, covellina, cerusita, calcosina, calcopirita, pirita, goethita, malaquita y tetraedrita.

También se explotaron antiguamente diques de cuarzo y pórfido granítico en El Almorcho y a la altura del km 35 de la N 600, respectivamente, en Valdemorillo, y hay una pequeña calicata en adamellitas muy alteradas, en la Salabrosa.

Por lo que respecta a los materiales mesozoicos y terciarios tan solo hay que destacar que en tiempo pasado fueron explotadas las arenas caoliníferas de Utrillas y calizas-dolomías senoniense para cal. Las arcosas miocenas son extraídas en diversas canteras para arenas de construcción. Las terrazas cuaternarias (río Aulencia) se explotan para áridos.

6.2. HIDROGEOLOGIA

Las características hidrogeológicas de la Hoja han sido estudiadas por el Instituto Geológico y Minero de España y se encuentran publicadas en la Memoria del Mapa Hidrogeológico de la Hoja 18-22 Majadahonda editado por el propio IGME.

En el presente apartado se incluye un resumen de las características de las cuatro grandes unidades separadas en la citada Memoria. Estas unidades son:

- Cuaternario.
- Terciario detrítico.
- Cretácico.
- Complejo granítico-gneísico.

El Cuaternario funciona como un acuífero libre. Está construido por los coluviales, los aluviales de fondo de valle y las terrazas. Se recargan fundamentalmente por infiltración directa de la lluvia y en parte por percolación del Terciario. Descargan directamente a ríos y arroyos. Se trata de numerosos acuíferos aislados, separados por Terciario, por lo que las reservas están fuertemente compartimentadas, dependiendo la importancia de las mismas de su extensión y de la conexión hidráulica con ríos y arroyos.

El Terciario detrítico es un acuífero complejo, fuertemente anisótropo y heterogéneo. La recarga se produce en gran parte por infiltración de agua de lluvia y en menor proporción a partir de las fracturas del Complejo igneo-metamórfico cuando ambos están en contacto. La descarga se produce subterráneamente, directamente a los aluviales situados en los valles. Se produce un flujo que parte de las zonas topográficas altas a los valles.

El Cretácico superior se comporta como un acuífero libre que hacia la cuenca pasa a semi-confinado, al quedar oculto por los sedimentos terciarios, encontrándose ya a gran profundidad, en zonas relativamente próximas la borde con los granitos. La recarga es fundamentalmente por infiltración del complejo granítico-gneísico. La descarga se produce por los arroyos efluentes que atraviesan la formación. Dado el escaso espesor y poca amplitud de afloramiento tiene poco interés hidrogeológico.

El Complejo granítico-gneísico no puede definirse como una acuífero pero contiene aguas subterráneas en las fracturas abiertas y en los productos de alteración (lhem granítico) que originan pequeños manantiales y dan lugar a explotaciones de pozos de pequeños caudal. Debido a la gran extensión del contacto mediante falla con el Terciario es posible que exista conexión entre el agua de las fracturas y los acuíferos sedimentarios.

Los recursos subterráneos estimados son de 3 hm³ anuales en el Complejo granítico gneísico y 25 hm³ anuales para las formaciones sedimentarias, admitiendo una infiltración de 30 mm anuales para el primero y 60 mm en las segundas. Las reservas de las formaciones sedimentarias pueden estimarse en unos 425 hm³, en los 100 metros más superficiales.

7. BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, M.J. y PORTERO, J.M. (1984).- Las arenitas de los abanicos aluviales terciarios del borde suroriental del Sistema Central. *I. Cong Esp. Geol. Segovia*. T. 3, pp. 147-158.
- AGUIRRE, E., DIAZ MOLINA, M., PEREZ GONZALEZ, A. (1976).- Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española. *Trab. Neog. Cuatern.* nº5. pp. 7-29
- ALBERDI, M.T., HOYOS, M., JUNCO, F., LOPEZ MARTINEA, N., MORALES, J., SESE, C. y SORIA, M.D. (1983).- Biostratigraphie et evolution sedimentaire du Neogene continental de l'aire de Madrid. *Congr. Int. Biostr. Neog.* Montpellier.
- ALIA, M. (1960).- Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo. *Not. y com. I.G.M.E.* nº58. pp. 125-162
- ALIA, M. (1976).- Una megaestructura de la Meseta Ibérica: La Bóveda Castellano-Extremeña. *Est. Geol.* V. 132. pp. 229-239
- ALIA, M., MARTIN ESCORZA, C. y PORTERO, J.M. (1973).- Evolución geotectónica de la Región de Ocaña (Toledo) durante el Neógeno y Cuaternario. *Bol. R. Soc. Española. Hist. Nat.* Tomo 71 nº1-2. pp. 9-29
- ALIA, M., BABIN, R., CADAVID, S., CAPOTE, R., CARBO, A., CASALS, F.M.J., ENRILE, H.J.L., M. EXCORZA, C. y UBANELL, A.G. (1980).- Castilla la Nueva basin in the Iberian Meseta. *Spanich. Comm. Geodimamys Proj. Final Report.* pp. 9-3
- ALONSO, A. (1981).- El Cretácico de la provincia de Segovia (borde norte del Sistema Central). *Seminarios de Estratigrafía.* Serie monografías. 7. Ed. de la Univ. Complutense. Madrid.
- ALONSO, A., FLOQUET, M., MELENDEZ, A. y SOLOMON, V. (1982).- Capítulos 7. Cretácico Cameros-Castilla. *En el Cretácico de España.* Ed. de la Univ. Complutense. Madrid. pp. 345-453.
- ALONSO, A. y MAS, J.R. (1982).- Correlaciones y evolución paleogeográfica del Cretácico al Norte y al Sur del Sistema Central. *Cuad. Geol. Iber* 8. pp. 145-166
- APARICIO, AL., BARRERA, J.L., CARABALLO, JM., PEINADO, M. y TINAO, J.M. (1975).- Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central español. *Memorias Inst. Geol. Min. España.* 88. 145 pags.
- APARICIO, A.; BELLIDO, F.; BRANDLE, J.L.; GRACIA CACHO, L. y SANTOS, V. (1983).- Características de los granitoides hercínicos del sector centro-oriental del Sistema Central Español. *Estudios Geológicos*, 39, 271-306.
- ARRIBAS, M.E. (1981).- Petrología y sedimentología de las facies carbonáticas del Paleógeno de la Alcarria. (Sector SW). *Tesis de Licenciatura.* Facultad de Ciencias Geológicas. Univ. Compl. Madrid. 183 pp.
- ARRIBAS, M.E. (1982).- Petrología y Sedimentología de las facies carbonáticas del Paleógeno de la Alcarria (Sector SW). *Est. Geol.* vol. 38. pp. 27-41.

- BELLIDO, F., CAPOTE, R., CASQUET, C., FUSTER, J.M. NAVIDAD, M., PEINADO, M. y VILLA-SECA, C. (1981).- Carácteres generales del Cinturón Hercínico en el Sector Oriental del Sistema Central español. *Cuad. Geol. Iber.* Vol. 7. pp. 15-51.
- BENAYAS, U., PEREZ MATEOS, V., RIBA, O. (1960).- Asociaciones de minerales detríticos en los sedimentos de la Cuenca del Tajo. *Anales de Edafología y Agrobiología*. Madrid. Tomo 19. nº11. pp. 635-670.
- CAPDEVILA, R., CORRETGE, G. y FLOOR, P. 1973.- Les granitoides varisques de la Meseta Iberique. *Bull. Soc. Geol. France*. t. 7. pp. 209-228.
- CAPOTE, R. (1973).- Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Avila. *Bol. Geol. y Min.* pp. 426-437.
- CAPOTE, R. y CARRO, S. (1968).- Existencia de una red fluvial intramiocena en la Depresión del Tajo. *Est. Geol.* Vol. 24. pp. 91-95.
- CAPOTE, R., FERNANDEZ CASALS, M.J. (1975).- Las series anteordovicicas del Sistema Central. *Bol. Geol. y Min.* 86, pp. 581-596.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1978).- La Tectónica Post-miocena del sector Central de la Depresión del Tajo. *Bol. Geol. y Min.* T. 84.-II. pp. 114-112.
- CAPOTE, E., PEREJON, A., y VILAS, L. (1981).- Presencia de estructuras estromatolíticas en las calizas cristalinas de Santa María de la Alameda (Madrid, Sistema Central Español). *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, pp. 625-632.
- CASQUET, C. (1975).- Metamorfismo prurifacial Hercínico intermedio de baja presión en el Macizo de S. Vicente (Sistema Central Español). *Est. Geol.* 31. pp. 217-239.
- CONCHA, S. de la. (1958).- Hoja geológica nº485. Valdepeñas de la Sierra. *Map. Geol. de España*. 1ª serie. 87. pp. IGME.
- CORCHON, F. (1976).- Estudio hidrogeológico del Cretácico de los alrededores de Torrelaguna (Madrid y Guadalajara). *Bol. del Servicio Geológico* nº40. pp. 189.
- CORROCAHANO, A. (1977).- Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la provincia de Zamora. *Tesis doctoral Departamento de Estratigrafía Salamanca*.
- CORROCHANO, A. (1979).- El Paleógeno del borde occidental de la Cuenca del Duero (Zamora). 1ª Reunión Reg. Geol. C. Duero. Libro Guía de excursiones.
- DEBON, F., and LE FORT (1983).- Transactions of the Royal Society of Edingurgh. *Earth Sciences*, 73. pp. 135-149.
- DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA, U.C. (1981).- Libro guía de la excursión geológica. VII Reunión sobre Geología del Oeste Peninsular, 104 pag.
- DEPARTAMENT OF PETROLOGY, UNIVERSITY OF SALAMANCA, 1980.- Plutonism of Central Western Spain. A preliminary note. *Estudios Geol.* 36. pp. 339-348.
- DIAZ MOLINA, M. (1974).- Síntesis estratigráfica preliminar de la serie terciaria de los alrededores de Carrascosa del Campo (Cuenca). *Est. Geol.* Vol. 30. pp. 63-67.
- DIAZ MOLINA, M. (1978).- Bioestratigrafía y Paleogeografía del Terciario al E. de la Sierra de Altomira. *Tesis Doctoral. Dpto. de Paleontología de la Fac. de Ciencias Geológicas*. Univ. Complutense de Madrid. Tomo I. pp. 370. Inédita.
- DIAZ MOLINA, M. (1979).- Descripción del frente distal de un abanico fluvial húmedo en el Terciario continental situado al E. de la Sierra de Altomira. *Est. Geol.* Vol. 35. pp. 119-129.
- DIAZ MOLINA, M. y LOPEZ MARTINEZ, N. (1979).- El Terciario continental de la Depresión intermedia (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleogeografía. *Est. Geol.* Vol. 35. pp. 149-167.
- EL BOUSEIL, A. M. y EL SOKKARY, A.A., 1975.- The relation between Rb, Ba and Sr. in granitic rocks. *Chemical Geology*, 16. pp. 207-219.
- FLOQUET, M., ALONSO, A. y MELENDEZ, A. (1982).- El Cretácico superior de Cameros-Castilla en: *El Cretácico de España*. Ed. Univ. Complutense. Madrid. pp. 387-453.
- FUSTER, J.M. y PEDRO, F. (1984).- Estudio geológico de borde meridional de la Sierra de Guadarrama entre Torrelodones y Valdemorillo. *Not y com. I.G.M.E.* nº 50, pp. 75-93.
- FUSTER, J.M., APARICIO, A., CASQUET, C., GARCIA CACHO, L., MORA, A. y PEINADO, M. 1974.- Interacciones entre los metamorfismo plurifaciales y polifásicos del Sistema Central español. *Bol. Geol. Min.* 85, 595-600.
- FUSTER, J.M. y MORA, A. (1970).- El carácter del metamorfismo en el Macizo de la Cañada (Sistema Central Español). *Est. Geol.* 26, pp. 317-321.
- GALVEZ CANERO y SOLER (1941).- Hoja geológica nº 558. Villaviciosa de Odón. *Mapa Geol. de España*. 1ª serie IGME.
- GARRIDO MEJIAS, A., ORDOÑEZ, S. y CALVO, J.P. (1980).- Un essai de synthèse lithostratigraphique du Bassin de Madrid. (Espagne). *Congr. Inter de Geol. Paris*.
- GARRIDO MEJIAS, A., ORDOÑEZ, S. y CALVO, V.P. (1980).- Rupturas sedimentarias en series continentales: Aplicación a la cuenca de Madrid. *Actas IX Congr. Nac. Esp. de Sedimentología. Salamanca*. 9 pags.
- GARZON, G. y L. MARTINEZ, N. (1978).- Los roedores fósiles de los Barros (Avila). Datación del Paleógeno continental en el Sistema Central *Est. Geol.* Vol. 34. pp. 571-575.
- GARZON, G., UBANELL, A. y ROSALES, F. (1981).- Morfoestructura y sedimentación terciarias en el Valle de Ambíes (Sistema Central Español). *Cuad. Geol. Iber.* Vol. 7, pp. 655-665.
- JIMENEZ FUENTES, E. (1972).- El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero; I. Los escarpes del Tormes. *Studia Geologica*. Vol. III. pp. 67-110.
- JIMENEZ FUENTES, EL . (1973).- El Paleogeno del borde SW de la Cuenca del Duero. II: La falla de Alba-Villoria y sus implicaciones estratigráficas y geomorfológicas. *Studia Geológica*. (Salamanca). Vol. V. pp. 107-136.
- JIMENEZ FUENTES, E. (1974).- Iniciación al estudio de la climatología del Paleógeno de la Cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la Península Ibérica. *Bol. Geol. y Min.* T. 85, Fasc. 5.

JUNCO, F. y CALVO, J.P. (1983).- Cuenca de Madrid. *Libro Jubilar J.M. Ríos, Geología de España*, T. 2. pp. 534-543.

LAZARO OCHAITA, I. y ASENSIO AMOR, I. (1977).- Estudio geomorfológico de la zona Valdemorillo-Villa del Prado (Sistema Central Español). *Estudios Geol.*, 33, p. 409-417.

LOPEZ RUIZ, J., APARICIO, A. y GARCIA CACHO, L. 1975.- El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama. Sistema Central Español. *Mem. Inst. Geol. Min.* 86, 127 pag.

MARTIN ESCORZA, C. (1974).- Sobre la existencia de materiales paleógenos en los depósitos terciarios de la Fora del Tajo en los alrededores de Talavera de la Reina-Escalona (prov. de Toledo) *Bol. R. Soc. Española. Hist. Nat.* vol. 72, pp. 141-160.

MARTIN ESCORZA, C. (1976).- Actividad tectónica durante el Mioceno de las fracturas del basamento de la Fosa del Tajo. *Est. Geol.* vol. 32, n° 5. pp. 509-522.

MARTIN ESCORZA, C. y HERNANDEZ ENRILE, J.L. (1972).- Contribución al conocimiento de la Geología del Terciario occidental de la Fosa del Tajo. *Bol. R. Soc. Española de Hist. Nat.* Vol. 70. pp. 171-190.

MENDES, F., FUSTER, J.M., IBARROLA, E. y FERNANDEZ SANTIN, S. 1972.- L'age de quelques granites de la Sierra de Guadarrama (Systema Central Espagnol). *Rev. Fac. Cien. Lisboa*. 2ª serie. 17. pp. 345-365.

MIALL, A.D. (1978).- Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. in: A.D. Miall (Editor), *Fluvial sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5, pp. 597-604.

NAVIDAD, M. (1979).- Las series glandulares del Sector Central del Macizo Ibérico (Guadarrama centro-occidental). *Est. Geol.* 35. pp. 31-48.

NODAL, M.T. y AGUEDA, J.A. (1976).- Características de la sedimentación cretácico-terciaria en el borde septentrional de la Cuenca del Tajo. *Est. Geol.* Vol. 32. pp. 115-120.

PEDRAZA, J. (1976).- Algunos procesos morfogenéticos recientes en el valle del río Alberche (Sistema Central Español). La depresión de Aldea del Fresno-Almorox. *Bol. Geol. y Min.*, 87, pp. 1-12

PEDRAZA, J. (1981).- El borde meridional de la zona de Transición entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Ibérico): Evolución morfotectónica reciente. *Cuad. Geol. Iber* Vol. 7. pp. 667-681.

PEINADO, M., (1973).- Evolución metamórfica en el macizo El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español). *Tesis Doctoral*. Universidad Complutense de Madrid.

PEINADO, M. y ALVARO, M. (1981).- Magmatismo pre e intrahercínico en el sector de El Escorial (Sistema Central Español). *Cuad. Geol. Ibérica* 7. pp. 201-215.

PEREZ GONZALEZ, A. (1979).- El límite Plioceno-Pleistoceno de la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. *Trab. Neog. Cuatern.* n° 9. pp. 19-32.

PEREZ GONZALEZ, A., VILAS, L., BRELL, L.M. y BERTOLIN, M. (1972).- Las series: continentales al este de la Sierra de Altomira: 1 *Congr. Hisp. Luso Amer, Geol. Econom.* T. 1. Secc. 1. pp. 357-376.

PEREZ REGODON, J. (1970).- Guía geológica y minera de la provincia de Madrid. *Mem. Inst. Geol. y Min. de España* n° 74.

PORTERO, J.M., y OLIVE, A. (1983).- El terciario del borde meridional del Guadarrama y Somosierra. *Libro Jubilar M.M. Ríos Geología de España*. T. 2, pp. 527-534.

PORTERO, J.M. y AZNAR, M.M. (1984).- Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y Cuencas limítrofes (Duero y Tajo) *I Congr. Esp. Geol. Segovia*. T. 3. pp. 253-263.

RIBA, O. (1957).- Terraces du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid. INQUA. V. Congress. Inter. Madrid-Barcelona. Livret-guide de l'excursion C2 pp. 5-55.

RIBA, O., AREVALO, P., LENA, A. de (1969).- Estudio sedimentológico de calizas páramo del Terciario de la cubeta del Tajo. *Bol. Geol. y Min.* T. 30-VI.

ROYO y GOMEZ, J. (1922).- El Mioceno continental ibérico y su fauna malacológica. *Mem. 30. com. Invest. Paleont. y Prehist.* Madrid. Junta Ampl. Est.

ROYO y GOMEZ, V. (1926).- Sur la presence de marnes et de gypse paleogenos dans le haut bassin du Tage. *C.R.S. de la Soc. Geol. de France*. n° 8. pp. 71-74.

ROYO y GOMEZ, V. (1928).- El Terciario continental de la Cuenca Alta del Tajo. *Datos para el estudio de la Geol. Prov. de Madrid*. pp. 17-89.

SCHWENZNER, J.E. (1936).- *Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes, Geographische Abhandlung. Begrundet von Albrecht Penck/herausgegeben von Norbert Krebs, 3-Reihe, heft 10, Stuttgart.*

SOERS, E. (1972).- Stratigraphie et geologie structurales de la parti orientale de la Sierra de Guadarrama (Espagne Central). *Studia geologica*, 4. pp. 7-94.

TUREKIAN, H.H. and WEDEPOHL, W.H. (1961).- Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Bull. Geol. Soc. Amer*, 72, pp. 175-192.

UBANELL, A.G. (1977).- Significado estructural de los diferentes afloramientos graníticos en un área del Sistema Central Español. *Bol. Geol. y Min.* 88. pp. 365-370.

UBANELL, A.G. (1977).- Tectónica tardihercínica de bloques en la región central de la meseta Ibérica. *Bol. Geol. y Min.* 88. pp. 508-512.

UBANELL, A.G. (1977).- Modelo de fracturación de la región central española basado en las imágenes obtenidas por satélite. *Studia Geológica* XII.

UBANELL, A.G. (1981).- Características principales de la fracturación tardihercínica en un segmento del Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Iber*. 7 pp. 596-605.

VAUDOUR, J. (1979).- *La región de Madrid, alterations, sols y paleosols*. Ed Ophys. pp. 300

VAUDOUR, J. (1979).- Les environs nord et est de Madrid. Présentation d'une carte pédologique au 1:100.000 en couleurs. *Mediterranée*. 3. pp. 45-56

VIALETTE, Y., BELLIDO, F., FUSTER, J.M., e IBARROLA, E., 1981.- Datos geocronológicos sobre el granito de La Cabera. *Cuad. Geol. Iber*. 7. pp. 327-335

- VIALETTE, Y., FUSTER, J.M., CASQUET, C., IBARROLA, E., NAVIDAD, M., PEINADO M. y VILLASECA, C., (1987).- Geochronological study of orotogneises from the Sierra Guadarrama (Spanish Central System). *N.Jb. Miner.Mh. Jg.* 1987. H. 10, pp 465-479.
- VIDAL BOX, C. (1942).- La línea morfotectónica de la Sierra de Guadarrama. *Bol. R.S.E. Historia Natural*, 40, pp. 117-132.
- VILLASECA, C. (1983).- Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la Sierra de Guadarrama. *Tesis Doctoral*. V.C.M., pp. 331 (en prensa).
- WINKLER, H.G.F. (1974).- *Petrogenesis of metamorphic Rocks*. Springer Verlag. N-Y.